

BERICHTE

**aus dem Fachbereich Geowissenschaften
der Universität Bremen**

Nr. 54

Bachmann, M.

**Die Karbonatrampe von Organyà im oberen Oberapt
und unteren Unteralb (NE-Spanien, Prov. Lerida):
Fazies, Zyklus- und Sequenzstratigraphie**



Die "Berichte aus dem Fachbereich Geowissenschaften" werden in unregelmäßigen abständen vom Fachbereich 5, Universität Bremen, herausgegeben.

Sie dienen der Veröffentlichung von Forschungsarbeiten, Doktorarbeiten und wissenschaftlichen Beiträgen, die im Fachbereich angefertigt wurden.

Die Berichte können bei:

Frau Gisela Eggerichs

Sonderforschungsbereich 261

Universität Bremen

Postfach 330440

D 28334 Bremen

Telefon: (49) 421 218-4124

Fax: (49)421 218-3116

angefordert werden.

Zitat:

Bachmann, M.:

Die Karbonatrampe von Organyà im oberen Oberapt und unteren Unteralt (NE-Spanien, Prov. Lerida):

Fazies, Zyklus- und Sequenzstratigraphie.

Berichte, Fachbereich Geowissenschaften, Universität Bremen, Nr. 54, 147 S., 44 Abb., 11 Tab., 11 Taf.,

Bremen 1994

**Die Karbonatrampe von Organyà
im oberen Oberapt und unteren Unteralb
(NE-Spanien, Prov. Lerida):**

Fazies, Zyκλο- und Sequenzstratigraphie

Dissertation
zur Erlangung des Doktorgrades
am Fachbereich Geowissenschaften
der Universität Bremen

vorgelegt von
Martina Bachmann
Bremen, 1994

KURZFASSUNG

Das Becken von Organyà in den östlichen S-Pyrenäen lag in der Unterkreide am NE Rand des Ebrokontinents im SE des entstehenden Golfs von Biskaya in der Verbindung zwischen dem sich öffnenden Atlantik und der Tethys. Die mehrere tausend Meter mächtigen Sedimente der Unterkreide in diesem Gebiet bilden ein hervorragendes Beispiel für die Untersuchung verschiedener Steuerungsfaktoren biogener und bioklastischer Karbonatsedimentation.

Die Sedimentation im Apt/Alb war durch Flachwasserkarbonate am Beckenrand und durch beckenwärts anschließende zyklische Kalk-Mergel-Serien gekennzeichnet. Der Ablagerungsraum im Apt/Alb war von einer homoklinalen Karbonatrampe am Südrand des Beckens geprägt. Während die Sedimentation auf der Karbonatrampe im unteren und mittleren Oberapt von Rifffarbonaten der Urgonfazies gekennzeichnet ist, nimmt im oberen Oberapt und im Unteralt der Anteil von bioklastischen Sand Shoal Ablagerungen deutlich zu. Diese sind, wie auch die tiefermarinen Sedimente, durch eine zyklische Sedimentation charakterisiert.

Detaillierte Faziesanalysen ermöglichen die Rekonstruktion der Lage, der Einfallsrichtung sowie der verschiedenen Fazieszonen der Karbonatrampe im Oberapt und Unteralt.

Die Küstenlinie verlief von NW nach SE. Die Karbonatrampe fiel mit weniger als 1° Hangneigung nach NE ein. Infolge tektonischer Bewegungen, sowohl im Bereich der Rampe als auch im Hinterland verlagerte sich diese Richtung im obersten Oberapt von NE nach E. Verbunden hiermit war ein kurzfristig zunehmender siliziklastischer Eintrag. Im Alb verlagerte sich der flachmarine Faziesbereich infolge Transgression um 8 km nach W.

In den Sedimenten des Oberapts können im Bereich der homoklinalen Karbonatrampe drei Fazieszonen unterschieden werden, die durch unterschiedliche Mikrofaziestypen charakterisiert sind:

- Die Inner Ramp oberhalb der Wellenbasis zeigt eine relativ kleinräumige Gliederung durch Ausbildung von Sand Shoals, Lagunenbereichen und der Entwicklung verschiedener Patch-Riffe.
- Die Mid Ramp im Bereich zwischen Wellenbasis und Sturmwellenbasis ist durch mächtige bioklastische Sedimentakkumulationen gekennzeichnet.
- Die Outer Ramp unterhalb der Sturmwellenbasis zeichnet sich durch geringere Sedimentmächtigkeiten und autochthone Hintergrundsedimentation von Kalken und Mergeln aus.

Der Bereich der Inner Ramp und der Mid Ramp zeigt eine laterale SW-NE Ausdehnung von 10 bis 15 km.

Der weitere Schwerpunkt der Arbeit liegt im Bereich der zyklischen und sequenzstratigraphischen Interpretation der Sedimente.

Außer der Faziesanalyse wurde eine quantitative Komponentenanalyse an einem Referenzprofil mit statistischen Methoden ausgewertet. Speziell die Hauptkomponentenanalyse lieferte einen Beitrag zur Zyklustratigraphie. Die Faktoren der Hauptkomponentenanalyse repräsentieren verschiedene Bereiche der Karbonatrampe, wobei sich besonders flachmarine Environments in ihnen widerspiegeln.

Auf Basis der Faziesanalysen wurde ein sequenz- und zyklustratigraphisches Modell für die homoklinale Karbonatrampe von Organyà erstellt. Die Sedimente des oberen Oberapt und des unteren Unteralt beinhalten 5 Sequenzen, die z.T. mehr als 100 m mächtig sind. Diese werden von höherfrequenten Zyklen 4. Ordnung (20 bis 40 m mächtig) und 5. Ordnung (5 bis 10 m mächtig) überlagert. Die Zyklen 4. und 5. Ordnung bilden sich gut in den Faktorwerten ab.

Für das oberste Oberapt wurde eine detaillierte Zyklustratigraphie entwickelt, die eine deutlich über den biostratigraphischen Rahmen hinausgehende Korrelation verschiedener Profile erlaubt. Variationen im Meeresspiegel bildeten sich auf der Karbonatrampe vor allem in Form von Progradation -

während der Lowstand Systems Tracts - und Retrogradation - während der Transgressive Systems Tracts - der Inner Ramp Sand Shoal Fazies ab. Eine hohe Subsidenzrate führte dazu, daß nur wenige Meeresspiegelabsenkungen den 'Point of Offlap Break' unterschritten. Neben der Sequenzgrenze (*sensu* VAIL, 1991) für Sequenzen 3. Ordnung wurde eine Cycle Boundary für Zyklen 4. Ordnung eingeführt.

Die Zyklen 4. und 5. Ordnung zeigen ein konstantes Verhältnis zueinander von 1:4 bis 1:5, was typisch für Zyklen im Milankovitch Band ist (Präzessionsindex: 19 und 23 ka, Excentrizitätsindex: 100 ka). Diese Periodizitäten sind gut mit den biostratigraphischen Rahmendaten vereinbar. Insgesamt wird für die höherfrequenten Zyklen also eine globale, eustatische Steuerung angenommen. Daraus ergeben sich Sedimentakkumulationsraten von 22 cm (Outer Ramp) bis 36 cm (Inner Ramp) pro 1000 a, die in Verbindung mit der hohen Subsidenzrate stehen.

Die Sequenzen 3. Ordnung dagegen wurden vermutlich stark von lokal-tektonischen Ereignissen beeinflusst. Hinweise hierauf geben die z.T. gleichzeitig mit der Ausbildung einer Sequenzgrenze einhergehenden morphologischen Veränderungen im Sedimentationsraum. Eine schwankende, insgesamt sehr hohe Subsidenzrate ist verbunden mit tektonischen Bewegungen an listrischen Störungen. Die starke Subsidenzrate spiegelt sich auch in Form einer zunehmenden Transgressionsrate im obersten Oberapt und einer deutlichen Beckenvertiefung im unteren Alb wider. Die Subsidenzrate steht im Zusammenhang mit den Dehnungsbewegungen im Bereich der Zentralpyrenäen im Zuge des Rifting in der Biskaya zu dieser Zeit und wird ebenfalls aus den NE-Pyrenäen beschrieben. Vergleiche mit sequenzstratigraphischen Untersuchungen aus den W-Pyrenäen (GARCÍA-MONDÉJAR, 1990) und mit der eustatischen Meeresspiegelkurve von HAQ et al. (1988), ergaben für das Oberapt keine Übereinstimmung. Eine der Sequenzgrenzen im Unteralt repräsentiert jedoch vermutlich noch den Einfluß einer globalen, eustatischen Meeresspiegelabsenkung, die sich auch in den N-Pyrenäen abbildet (LENOBLE & CANÉROT, 1994).

Insgesamt bilden sich in den Sedimenten des Organyà Beckens also zwei verschiedene Steuerungsmechanismen ab:

- Die lokalen tektonischen Ereignisse steuerten im wesentlichen die Verteilung der Faziesgürtel und das Einfallen der Karbonatrampe sowie den zur Verfügung stehenden 'Accommodation Space' und somit die Mächtigkeit der Sedimente.
- Zusätzlich bilden sich jedoch eustatische Meeresspiegelschwankungen ab, die einen wesentlichen Einfluß auf die zyklische Ausbildung der Sedimente hatten.

ABSTRACT

During Early Cretaceous age, the Organyà Basin of the eastern South Pyrenees was located at the northeastern margin of the Ebro Continent SE of the evolving Gulf of Biscay connected with the opening Atlantic Ocean and the Tethys Ocean. Early Cretaceous sediments with a thickness of several thousand meters in this area, provide an excellent example to study the various factors controlling biogenous and bioclastic carbonate sedimentation.

The depositional area in the Aptian/Albian was characterized by a homoclinal carbonate ramp at the southern edge of the Organyà Basin. Sedimentation comprises shallow-water carbonates at the basin margin which grade into a cyclic limestone-marlstone succession towards the basin. Whereas the sedimentation at the basin margin is dominated by reefal carbonates of the Urgon facies during the early and middle Late Aptian, the amount of bioclastic sand shoal deposits clearly increases during the late Late Aptian and Early Albian. The sand shoals and the deeper marine sediments show cyclic sedimentary patterns.

Reconstruction of the paleogeographic position, of the dipping direction and of the various facies belts of the carbonate ramp during the Late Aptian and Early Albian is based on detailed facies analyses.

The shore line can be followed in NW-SE direction. The angle of the northeastward dipping homoclinal ramp was less than 1°. A tectonic event during the latest Late Aptian which affected the ramp as well as the hinterland was responsible for a short-term siliciclastic input, and the dipping direction of the ramp changed from NE to E. Due to an increasing rate of transgression in course of the Albian, the shallow marine area shifted towards the E for 8 km.

During Late Aptian, the homoclinal ramp is subdivided into three facies belts which are characterized by various microfacies types:

- The inner ramp located above the fairweather wave-base; it shows a small-scale sedimentary pattern comprising sand shoals, lagoonal areas and various types of patch reefs.
- The mid-ramp located between fairweather wave-base and storm wave-base; it is characterized by thick bioclastic accumulations.
- The outer ramp located below the storm wave-base; it is distinguished by minor sedimentary thicknesses and an autochthonous background sedimentation of limestones and marlstones.

The area of the inner ramp and of the mid-ramp shows an extension in SW-NE direction of 10 to 15 km.

A major part of the investigations is based on cyclostratigraphy and sequence stratigraphic interpretations.

Apart from the qualitative facies analysis, the components were analysed quantitatively in a reference section and evaluated with statistic methods. Especially the principal component analysis was valuable for the cyclostratigraphy. The factors of the principal component analysis represent various areas of the carbonate ramp, especially reflecting shallow-marine environments.

Based on the facies analyses, a model of cyclostratigraphy and sequence stratigraphy was established for the homoclinal carbonate ramp of Organyà. The sediments of latest Late Aptian and early Early Albian contain 5 sequences, some of which are more than 100 m thick. These are overlain by higher frequency cycles of 4th-order (20 to 40 m thick) and of 5th-order (5 to 10 m thick). The 4th- and 5th-order cycles are well represented in the factor scores.

A detailed cyclostratigraphy was developed for the latest Late Aptian, which enables a more detailed correlation of various sections than the biostratigraphic framework. Sea level fluctuations are

reflected mainly in the lowstand systems tracts (progradation) and in the transgressive systems tracts (retrogradation) of the inner ramp and shoal facies. Owing to a high rate of subsidence, sea level rarely fell below the point of offlap break. Apart from the sequence boundary (*sensu* Vail et al., 1991) a cycle boundary of 4th-order cycles was introduced, which also indicates a distinct sea level fall, not beneath the point of offlap break, however.

The ratio between the 4th-order and 5th-order cycles always amounts 1:4 to 1:5, which is typical of cycles in the Milankovitch band (precessional cycle: 19 and 23 ka, eccentricity cycle: 100 ka). These periodicities fit well with the biostratigraphic data. Thus, a global eustatic control is generally assumed for the cycles of higher frequency. The resulting accumulation rates are 22 cm (outer ramp) to 36 cm (inner ramp) in 1000 a, indicating a high rate of subsidence.

The 3rd-order sequences, however, probably were considerably influenced by local tectonic processes. This is indicated by morphologic changes in the depositional area taking place at the same as the formation of the sequence boundary. Extensional tectonic movements at listric faults which are connected with the rifting in the Biscaya bay at that time caused a slightly fluctuating, but generally extremely high rate of subsidence. This is furthermore reflected by the increasing rate of transgression during the latest Late Aptian and by a distinct deepening of the basin during the Early Albian. Comparisons with studies on sequence stratigraphy in the W-Pyrenees and with the eustatic sea level chart by Haq et al. (1988) do not show any congruency during Late Aptian. In the Early Albian, in contrast, one sequence boundary probably coincides with a global eustatic sea level fall, since it is also reflected in the N-Pyrenees.

The sediments of the Organyà Basin thus reflect two different controlling factors:

- Local tectonic processes essentially control the distribution of the facies belts and the dipping of the carbonate ramp and the available accommodation space, and thus the sediment thickness.
- Eustatic fluctuations had considerable influence on the cyclic sedimentary patterns.

Inhalt

Einleitung	1
A. Paläogeographie und Fazies	2
1. Geologischer - Geographischer Rahmen	2
1.1. Einführung.....	2
1.2. Tektonischer Aufbau der Süd-Pyrenäen	4
1.3. Tektonische Entwicklung der Pyrenäen	5
1.4. Paläogeographischer Rahmen.....	7
1.5. Das Becken von Organyà, tektonische Struktur.....	9
2. Methodik	10
2.1. Profilaufnahmen und Beprobung im Gelände	10
2.2. Probenaufbereitung.....	10
2.3. Mikrofaziesanalyse.....	10
2.3.1. Semiquantitative Komponentenanalyse.....	10
2.3.2. Quantitative Komponentenanalyse	11
2.4. Röntgendiffraktometrie.....	12
2.5. Rasterelektronenmikroskopie	12
2.6. Cathodolumineszenz	13
2.7. Geochemische Untersuchungen.....	13
3. Schichtenfolge und Stratigraphie	15
3.1. Unterkreide	15
3.1.1. Hostal Nou und Prada Formation	16
3.1.2. Roca Narieda Formation	16
3.1.3. Senyús Formation	17
3.1.4. Font Bordonera Formation	17
3.1.5. Lluçà Formation	18
3.1.6. Turbón-Escales Formation	18
3.2. Oberkreide	18
3.2.1. Santa Fe Limestone Formation	18
4. Mikrofaziesanalyse.....	19
4.1. Biogene Komponenten	19
4.1.1. Mikroflora - Algen.....	19
4.1.1.1. Blau-Grünalgen (Cyanophyta)	19
4.1.1.2. Dasycladaceen (Chlorophyta) - Komponentengruppe 13	21
4.1.1.3. Prostomata.....	21
4.1.1.4. Rotalgen (Rhodophyta) - Komponentengruppe 14	21
4.1.2. Foraminiferen.....	22
4.1.2.1. Kleinforaminiferen - Komponentengruppe 15.....	24
4.1.2.2. Grobaggutinierende, großwüchsige Foraminiferen (GGF) - Komponentengruppe 16	25
4.1.2.3. Fam. Cuneolinidae - Komponentengruppe 17.....	26
4.1.2.4. Fam. Orbitolinidae - Komponentengruppe 18	26
4.1.2.5. Benthische hyalinschalige Foraminiferen - Komponentengruppe 19	26
4.1.2.6. Ordnung Miliolina - Komponentengruppe 20.....	27

4.1.2.7.	Planktische Foraminiferen - Komponentengruppe 21	27
4.1.3.	Zusammenfassung: Biogene Komponenten	27
4.2.	Abiogene Komponenten	30
4.3.	Terrigene Komponenten und authigene Minerale	31
4.3.1.	Quarz	31
4.3.2.	Feldspäte	32
4.3.3.	Tonminerale	32
4.3.4.	Tonminerale und Klima	33
4.3.5.	Glaukonit.....	34
4.3.6.	Pyrit und Fe-Oxide, -Hydroxide	34
4.4.	Grundmasse.....	35
4.4.1.	Mikrit	35
4.4.1.1.	Mikritmineralogie.....	35
4.4.1.2.	Entstehung der Mikrite.....	35
4.4.1.3.	Mikritdiagenese	36
4.4.2.	Mikrospatit	36
4.5.	Diagenese	37
4.5.1.	Zemente.....	37
4.5.2.	Porosität.....	38
4.5.3.	Diagenese der Mergel	38
4.6.	Mikrofaziestypen	39
4.6.1.	Inner Ramp	39
4.6.1.1.	Geschützte lagunäre Inner Ramp	39
4.6.1.2.	Offenmarine Inner Ramp, hochenergetische Faziestypen.....	42
4.6.1.3.	Offenmarine Inner Ramp, niedrigerenergetisch	46
4.6.2.	Mid Ramp	49
4.6.3.	Outer Ramp	51
4.6.4.	Faziestypen im Alb.....	53
4.6.4.1.	Inner Ramp	53
4.6.4.2.	Mid Ramp	55
5.	Der Ablagerungsraum Organyà im Apt / Alb - Modell.....	57
5.1.	Der Sedimentationsraum: Rampe versus Plattform	57
5.2.	Gliederung des Faziesraums	58
5.3.	Modell für die Karbonatrampe von Organyà	58
5.3.1.	Inner Ramp	59
5.3.1.1.	Lagunen	59
5.3.1.2.	Shoal-Ablagerungen.....	60
5.3.1.3.	Inner Ramp - flachmarine, niederenergetische Fazies	64
5.3.1.4.	Riffe	64
5.3.2.	Mid Ramp	64
5.3.3.	Outer Ramp	66
5.3.4.	Becken	66
5.4.	Ausdehnung der Karbonatrampe von Organyà	67
5.5.	Rampentyp.....	67

6.	Der Sedimentationsraum Organyà im mittleren Oberapt.....	68
6.1.	Senyus Formation (S1 bis S6)	69
7.	Der Sedimentationsraum von Organyà im oberen Oberapt, Font Bordonera Formation (FB1 bis FB6).....	70
7.1.	Untere Font Bordonera Formation (FB1 bis FB4)	72
7.1.1.	Siliziklastische Serie (Storm Beds) (FB1)	72
7.1.2.	Orbitolinen-Mergel und Karbonatsandbarre (N)- Mergel und Ostreen-Mergel (S) (FB2)	74
7.1.3.	Ostreen-Mergel (N) - Mergel (S) (FB3)	74
7.1.4.	Knollenkalke und Ostreen-Mergel / Kalkmergel (FB4)	75
7.1.5.	Riffe in der unteren Font Bordonera Formation.....	75
7.2.	Obere Font Bordonera Formation (FB5 und FB6).....	76
7.2.1.	Basale Kalk-Einheit (FB5)	76
7.2.2.	Obere Kalk-Mergel Einheit (FB6).....	77
7.2.3.	Riffe in der oberen Font Bordonera Formation.....	77
8.	Der Sedimentationsraum von Organyà im unteren Alb, Lluçà Formation (L1 bis L3).....	92
8.1.	Lluçà Mergel (L1)	92
8.2.	Lluçà Karbonate (L2)	92
8.3.	Obere Lluçà Mergel (L3):.....	95
8.4.	Bóixols Riff (L4)	95
9.	Paläogeographie und Sedimentationsentwicklung im mittleren und oberen Apt und unteren Alb.....	98
9.1.	Paläogeographie und Sedimentationsentwicklung der Senyús Formation, mittleres Oberapt.....	98
9.2.	Paläogeographie und Sedimentationsentwicklung in der unteren Font Bordonera Formation, oberes Oberapt.....	99
9.3.	Paläogeographie und Sedimentationsentwicklung in der oberen Font Bordonera Formation, oberstes Oberapt.....	100
9.4.	Paläogeographie und Sedimentationsentwicklung in der Lluçà Formation, unteres Alb.....	102
10.	Geochemie.....	103
B.	Zyklen und Sequenzen.....	106
11.	Einführung und Terminologie.....	106
12.	Modell für die Karbonatrampe von Organyà	109
13.	Statistische Analysen	112
13.1.	Point-Count-Gruppen / Variablen.....	112
13.2.	Statistische Verfahren	116
13.3.	Ergebnisse der Statistischen Analysen	118
13.3.1.	Statistische Zusammensetzung	118
13.3.2.	Korrelation.....	120
13.3.3.	Hauptkomponentenanalyse	121

13.4.	Spektralanalyse.....	124
14.	Zyklen 4. und 5. Ordnung im oberen Oberapt und Unteralt	126
14.1.	Zyklostratigraphische Korrelation der Profile.....	126
14.2.	Zyklen 4. Ordnung / Parasequence Sets.....	126
14.3.	Zyklen 5. Ordnung / Parasequences.....	128
15.	Sequenzstratigraphische Interpretation der Font Bordonera und der Lluçà Formation, oberes Oberapt und Unteralt.....	129
15.1.	Sequenzstratigraphische Interpretation der Unteren Font Bordonera Formation	129
15.2.	Sequenzstratigraphische Interpretation der oberen Font Bordonera Formation	131
15.3.	Sequenzstratigraphische Interpretation der Lluçà Formation.....	132
16.	Diskussion der Steuerungsprozesse der Zyklen und Sequenzen.....	133
16.1.	Zyklen 4. und 5. Ordnung	133
16.2.	Sequenzen / Zyklen 3. Ordnung	133
	Danksagung	135
17.	Literatur	136
Anhang		
I.	Tafeln	149
II.	Profile der oberen Font Bordonera und in Lluçà Formation	173
II.I.	Profil Pobil	173
II.I.I.	Basale Kalk-Einheit:	173
II.I.II.	Obere Kalk-Mergel-Einheit	176
II.II.	Profil Cabó	177
II.II.I.	Basale Kalk-Einheit	177
II.II.II.	Obere Kalk-Mergel-Einheit	181
II.III.	Profil Montanisell.....	182
II.III.I.	Untere Font Bordonera Formation	182
II.III.II.	Basale Kalk-Einheit	183
II.III.III.	Obere Kalk-Mergel-Einheit	184
II.IV.	Profil Abella de la Conca	186
III.	Probenpunkte und Häufigkeitswerte	190
III.I.	Profil Pobil	190
III.II.	Profil Cabó	193
III.III.	Profil Montanisell.....	196
III.IV.	Profil Abella.....	197
IV.	Daten aus dem Point-Counting, Profil Cabó	198
V.	Geochemische Daten.....	200
VI.	Röntgendiffraktonetrie, Mineralverteilung in den verschiedenen Proben.....	201

EINLEITUNG

Die Analyse von Sedimentzyklen an Kontinentalrändern sowie der Einfluß von globalen und regionalen Faktoren auf ihre Genese ist eine der meist diskutierten aktuellen Fragen in der Geologie. Infolge des Einflusses sowohl von lokal-tektonischen als auch von globalen eustatischen Meeresspiegelschwankungen bildet die Sedimentserie des Organyà Beckens ein interessantes Beispiel der Auswirkungen verschiedener Steuerungsfaktoren auf die Sedimentation in der oberen Unterkreide. Aufgrund des gut abgegrenzten geographischen und geologischen Rahmens können die verschiedenen Steuerungsmechanismen biogener und bioklastischer Karbonatsedimentation herausgearbeitet werden.

Das Organyà Becken liegt in den östlichen Süd-Pyrenäen im Bereich der South Central Pyrenean Unit. Es war in der Unterkreide NE-Rand des Ebrokontinents im SW des entstehenden Golfs von Biskaya in der Verbindung zwischen dem sich öffnenden Atlantik und der Tethys positioniert.

Die Sedimentation im Apt/Alb war am Beckenrand durch Flachwasserkarbonate der Urgonfazies sowie bioklastische Sand Shoals und durch beckenwärts anschließende zyklische Kalk-Mergel-Serien gekennzeichnet. Der Sedimentationsraum war im Apt/Alb von der Entwicklung einer homoklinalen Karbonatrampe am Südrand des Beckens geprägt. In den Sedimenten des oberen Apt (Font Bordonera Formation nach BERÁSTEGUI et al. 1990) konnten die Ablagerungsmuster der Karbonatrampe detailliert untersucht werden.

Zyklen verschiedener Ordnung charakterisieren die Sedimente der homoklinalen Karbonatrampe. Die Entwicklung eines geeigneten Faziesmodells für den vorliegenden Sedimentationsraum, die sequenzstratigraphische Interpretation, die Entwicklung einer Zyκλοstratigraphie und die Analyse der hochfrequenten Zyklen mit Hilfe statistischer Methodik bildeten den Schwerpunkt dieser Arbeit. Im Vordergrund stand dabei die Fragestellung nach den Steuerungsfaktoren für die zyklische Sedimentation.

In der durch tektonische Aktivitäten beeinflussten Region der Süd-Pyrenäen ist die Klärung der Frage von Bedeutung, inwieweit globale Steuerungsprozesse (Klima- und eustatische Meeresspiegelschwankungen) die regionalen tekto-sedimentären Faktoren (Subsidenz, Hebung) überlagert haben. Die oben genannten Analysen bilden die Basis für eine mögliche Interpretation.

A. PALÄOGEOGRAPHIE UND FAZIES

1. GEOLOGISCHER - GEOGRAPHISCHER RAHMEN

1.1. Einführung

Als "Organyà Becken" wird im folgenden ein Sedimentationsbecken im Raum Organyà bezeichnet, das zur Zeit der Unterkreide im Norden des Ebrokontinents lag. Die Beckensedimente sind im wesentlichen im W von Organyà an den Flanken der E-W streichenden Synklinale der Sierra Santa Fe / Sierra Carreu sowie im Bereich bis 10 km östlich des Río Segre aufgeschlossen. Diese Arbeit beschäftigt sich hauptsächlich mit dem Gebiet im N und S der Synklinale, da hier die Sedimente der oberen Unterkreide am besten aufgeschlossen sind. Das bearbeitete Gebiet erstreckt sich im W des Río Segre bis in die Gegend von Abella de la Conca (Abb. 1).

Die Synklinale, die im folgenden als Santa Fe Synklinale bezeichnet wird, liegt ca. 30 km südlich von Andorra im W des Río Segre (Abb. 1). Sie wird aus unterkretazischen Sedimenten des obersten Deckenstockwerks der South Central Pyrenean Unit (Bóixols-Decke) aufgebaut (VERGÉS & MUÑOS, 1990). Die Ablagerungen des Apt/Alb sind infolge von Reliefumkehr an den S- und N-Flanken der Synklinale aufgeschlossen (Abb. 2). Die dort aufgeschlossenen Schichtfolgen repräsentieren im wesentlichen die Sedimentation am Süd-Rand des Organyà Beckens.

Am Nordrand des Ebromassivs entwickelten sich in der Unterkreide im Zuge der Öffnung des Golfs von Biskaya verschiedene Ablagerungszentren mit Anschluß an die Tethys und den entstehenden Atlantik. Das Organyà Becken lag am Südrand des Seeweges Biskaya-Tethys.

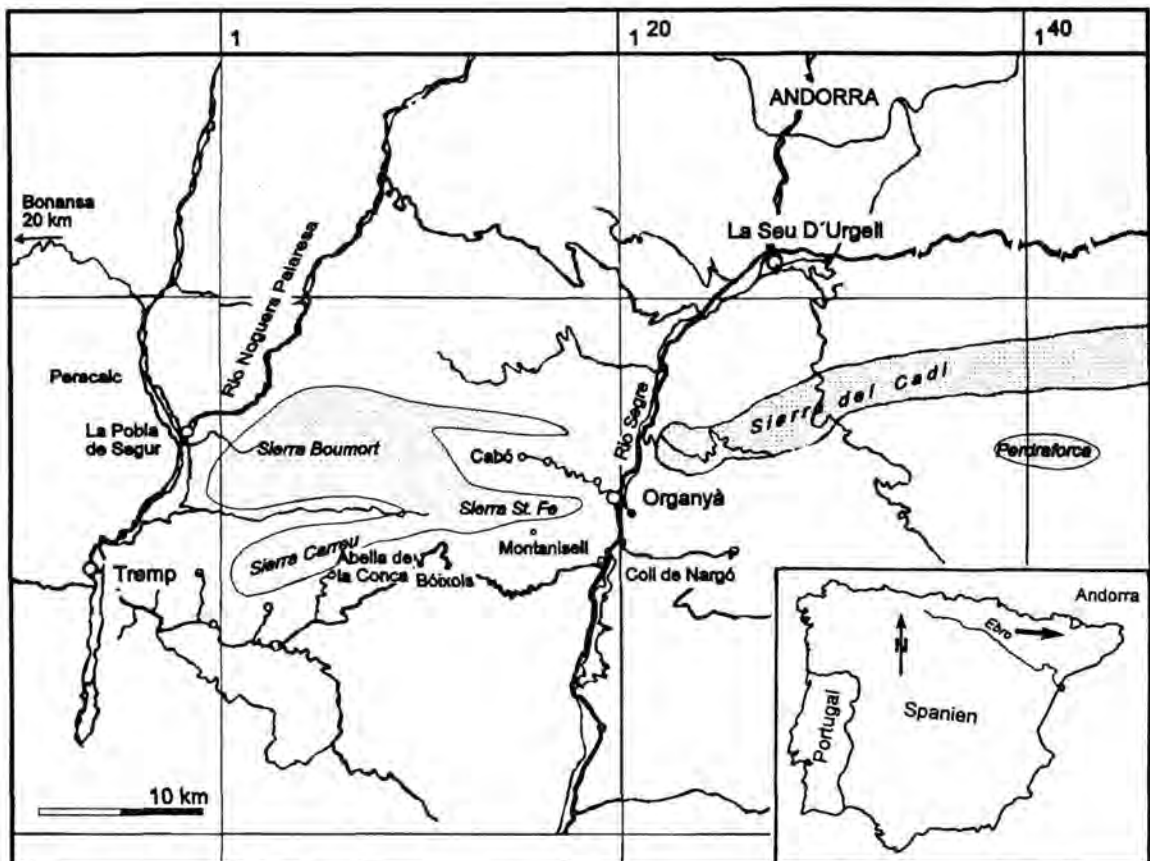


Abb. 1: Geographische Übersichtskarte des Untersuchungsgebietes in der Region Organyà und der angrenzenden Gebiete. Mit hellgrauene Flächen sind die im Text erwähnten Sierras gekennzeichnet.

Die Sedimentation in der Unterkreide begann im Raum Organyà mit der Entwicklung einer Karbonatplattform, die am Ende des Barrêmes zerbrach. Auf den Karbonaten des Barrême entstand eine distal versteilte Karbonatrampe, die im Oberapt in eine homoklinale Karbonatrampe übergang (SCHWENKE, 1993).

Detaillierte Faziesanalysen ermöglichen die Rekonstruktion der Lage, der Einfallsrichtung und der verschiedenen Fazieszonen der Karbonatrampe im Oberapt und Unteralb. Die Gesamtlänge der Karbonatrampe betrug zwischen 10 und 20 km. Im Oberapt können drei Fazieszonen unterschieden werden, die durch unterschiedliche Mikrofaziestypen charakterisiert sind:

- Die Inner Ramp oberhalb der Wellenbasis zeigt eine relativ kleinräumige Gliederung durch Ausbildung von Sand Shoals, Lagunenbereichen und Entwicklung verschiedener Biokonstruktionen.
- Die Mid Ramp im Bereich zwischen Wellenbasis und Sturmwellenbasis ist durch mächtige bioklastische Sedimentakkumulationen gekennzeichnet.
- Die Outer Ramp unterhalb der Sturmwellenbasis zeichnet sich durch geringere Sedimentmächtigkeiten und autochthone Hintergrundsedimentation von Kalken und Mergeln aus.

Im Alb treten zusätzlich mächtige Mergel im Becken auf.

Anhand der Faziesverteilung und unter Einsatz zusätzlicher statistischer Methoden konnte ein sequenzstratigraphisches Modell entwickelt werden, das sowohl eine detaillierte zyklustratigraphische Korrelation verschiedener Sedimentationsgebiete miteinander als auch eine sequenzstratigraphische Interpretation der Ablagerungen zulässt.

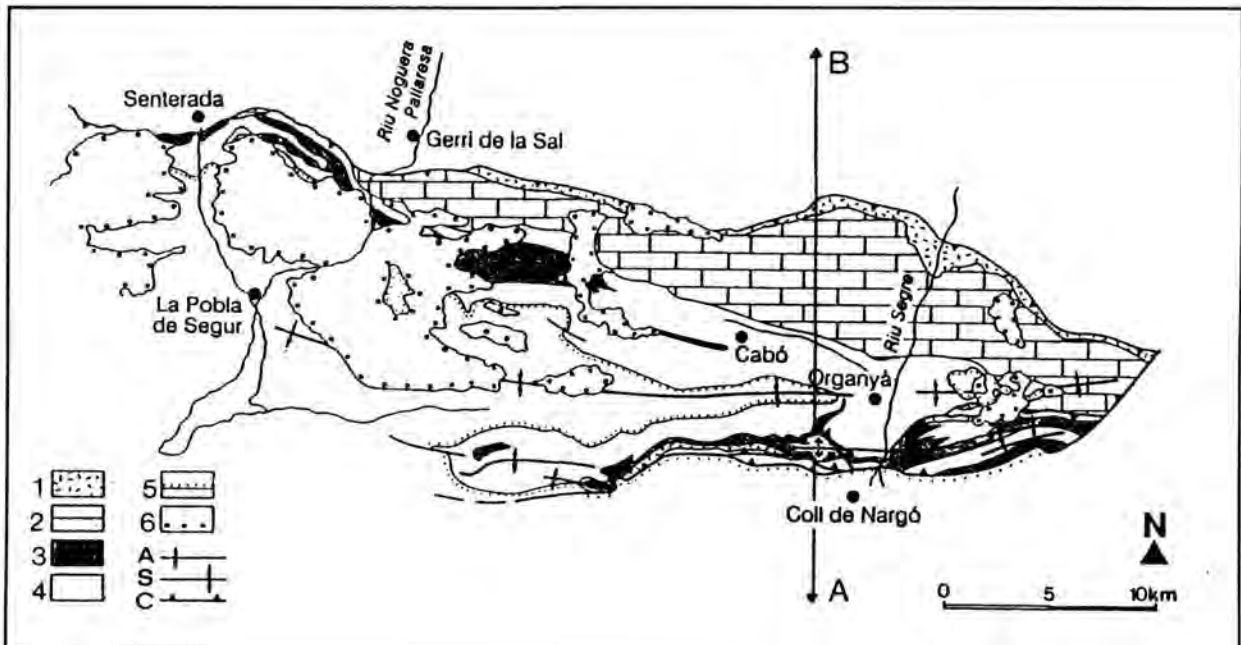


Abb. 2: Geologische Übersichtskarte des Organyà Beckens ergänzt nach GARCIA SENZ et al. (1991): 1) Jura, 2) Plattform-Karbonate (Berrias - Barrême), 3) Plattform-Karbonate (Apt/mittleres Alb), 4) Mergel (Apt - mittleres Alb), 5) Oberkreide, Post-Rift Serien, 6) Konglomerate (Tertiär), A) Antiklinale, S) Synklinale, C) Störung, A—B) Lage des Geländeschnittes in Abb. 5.

1.2. Tektonischer Aufbau der Süd-Pyrenäen

Der tektonische Baustil der Süd-Pyrenäen wurde in den letzten 20 Jahren häufig und kontrovers diskutiert. Verschiedene Modelle beschäftigten sich vor allem mit dem Deckenbau, dem Zeitpunkt der Orogenese und der Zuordnung verschiedener lithostratigraphischer Abfolgen zu den unterschiedlichen tektonischen Einheiten (SOUQUET, 1967, SOUQUET et al., 1975, CHOUKROUNE et al., 1968, 1973, CHOUKROUNE & SÉGURET, 1973, SÉGURET, 1969a, 1969b, 1970, 1972, GARRIDO-MEGIAS, 1972, GARRIDO-MEGIAS & RIOS-ARAGÜES, 1972, SOLE SUGRAÑES, 1970, 1971, 1983, SOLE SUGRAÑES & SOUQUET, 1980, CHOUKROUNE & RIOS, 1980). Eine ausführliche Darstellung der Kontroverse findet sich in WILLEMS (1982).

Anfang der achtziger Jahre begannen die ersten tiefenseismischen Profilmessungen in den Pyrenäen und die kontroverse Diskussion fand ein vorläufiges Ende mit den Interpretationen der reflexionsseismischen ECORS-Profile. Diese vom Aquitain Becken über die Pyrenäen bis in das Ebro Becken verlaufenden Profile entstanden 1985 und 1986 in französisch-spanischer Kooperation. Insgesamt wurden 4 ECORS-Profile vermessen, von denen das östlichste 30 km westlich von Organyà verlief (Abb. 4). Interpretationen der ECORS-Profile finden sich bei u.a. bei SÉGURET & DAIGNIÈRES (1985, 1986), CHOUKROUNE et al. (1989), ROURE et al. (1989), DESEGAUX et al. (1990), VERGÈS & MUÑOS (1990) und BERÁSTEGUI et al. (1993).

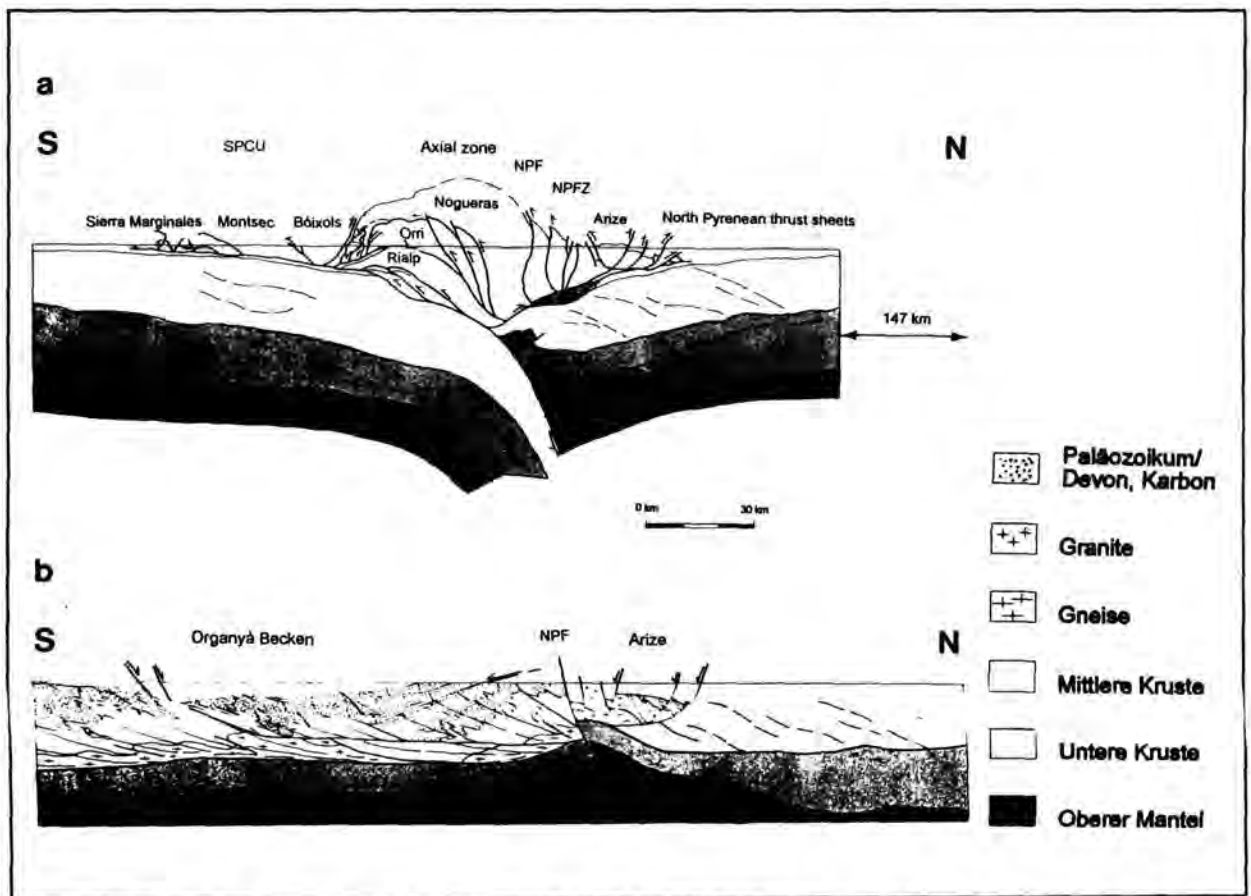


Abb. 3: Aufbau der Pyrenäen nach BERÁSTEGUI et al. (1993). a) Querprofil, entlang des östlichen ECORS-Profiles vom Aquitain Becken bis in das Ebro Becken. Der Schnitt verläuft ca. 30 km westlich Organyà. Dargestellt sind die wichtigsten tektonischen Einheiten der Pyrenäen. - b) Paläogeographische Situation im Alb: Das gesamte Gebiet wurde von Störungen infolge der Atlantik-Öffnung beeinflusst. Im Bereich der North Pyrenean Fault entstand eine Schwelle, die den N-Rand des Organyà Beckens bildete. - NPF = North Pyrenean Fault, NPFZ = North Pyrenean Fault Zone, SPCU = South Pyrenean Central Unit.

Die Pyrenäen können anhand der ECORS-Profile von N nach S in folgende tektonische Einheiten gegliedert werden (Bezeichnungen nach BERÁSTEGUI et al. 1993) (Abb. 3):

- nördliches Vorland (Aquitain Becken),
- die nordvergenten North Pyrenean Thrust Sheets (NPTS) oder North Pyrenean Frontal Thrust nach CHOUKROUNE et al. (1989) mit dem Arize Massiv im Süden beinhalten herzynisches Basement und kretazische Flyschserien;
- die North Pyrenean Fault Zone (NPFZ) wird im Süden von der North Pyrenean Fault (NPF) begrenzt und besteht vorwiegend aus gefalteten metamorphen jurassischen und kretazischen Gesteinen;
- die Basement-Involved Lower Thrust Sheets oder Axial Zone (CHOUKROUNE et al. 1989) bestehen aus metamorphen herzynischem Grundgebirge und triassischen Sedimenten;
- die South Pyrenean Central Unit (SÉGURET, 1972; Central Detached Unit nach SÉGURET & DAIGNIÈRES, 1986) wird von drei Decken aus mesozoischen Gesteinen (meist kretazischen Plattformkarbonaten) und paläozoischen Sedimentserien aufgebaut;
- südliches Vorland (Ebro Becken).

Die Decken der South Pyrenean Central Unit werden von VERGÉS & MUÑOS (1990) vom Liegenden (S) zum Hangenden (N) als Sierra Marginales-, Montsec- und Bóixols-Decke beschrieben (Abb. 4). Das Organyà Becken liegt innerhalb der Bóixols-Decke, der nördlichsten bzw. obersten Decke der South Pyrenean Central Unit.

Die Bóixols-Decke besteht aus bis zu 5000 m mächtigen mesozoischen Sedimentserien (hauptsächlich Unterkreide). Die Montsec Decke führt mesozoische und känozoische Ablagerungen (hauptsächlich Oberkreide und unteres sowie mittleres Eozän). In der Sierra Marginales Decke werden reduzierte mesozoische Serien von Sedimenten des Untereozäns sowie des Obereozäns überlagert (VERGÉS & MUÑOS, 1990). Insgesamt ist eine Tendenz zu älteren Sedimenten in den oberen Decken zu erkennen.

1.3. Tektonische Entwicklung der Pyrenäen

Die tektonische und sedimentäre Entwicklung der Süd-Pyrenäen ab dem Jura wird wesentlich von der Öffnung des Nordatlantiks, der Rotation der iberischen Platte relativ zur europäischen Platte, der Öffnung des Golfs von Biskaya und der Bildung eines passiven Kontinentalrands im Süden des Golfs geprägt.

Ab dem Perm setzten im Bereich des entstehenden Nordatlantik Extensionsbewegungen ein, die zum Zerschneiden der Pangäa in dieser Zone führten. Nach einer Ruhephase in der Trias begann im späten Jura die erhöhte Produktion ozeanischer Kruste im Nordatlantik; Dehnungsbewegungen zwischen der iberischen und der europäischen Platte setzten ein (MALOD & MAUFFRET, 1990). Gleichzeitig begann im Golf von Biskaya eine erste Ausdünnung der Kruste (DESEGAULX et al., 1990).

Nach MALOD & MAUFFRET (1990) dominierten im Golf von Biskaya vom späten Jura bis ins Valangin Extensionsbewegungen, ab dem Valangin führte eine zusätzliche laterale Komponente - eine sinistrale Blattverschiebung - zur Bildung von Pull-Apart Becken im Bereich der W-Pyrenäen. Dabei wurden die Dehnungsbewegungen in eine sinistrale Rotation der iberischen Platte gegenüber der europäischen umgesetzt (MALOD & MAUFFRET, 1990, Abb. 5). Der Hauptteil des Golfs von Biskaya öffnete sich vom Barrême bis Untercampan (Magnetische Anomalien M0, 118 ma und Chron 33, 80 ma), wobei für den Zeitraum vom späten Alb bis ins Campan aktive Produktion ozeanischer Kruste zwischen Spanien und Europa angenommen wird (SRIVASTAVA et al., 1990). Nach SCHWENTKE & KUHN (1992) schritt die Öffnung kontinuierlich nach E fort, wobei sie den E-Bereich der heutigen

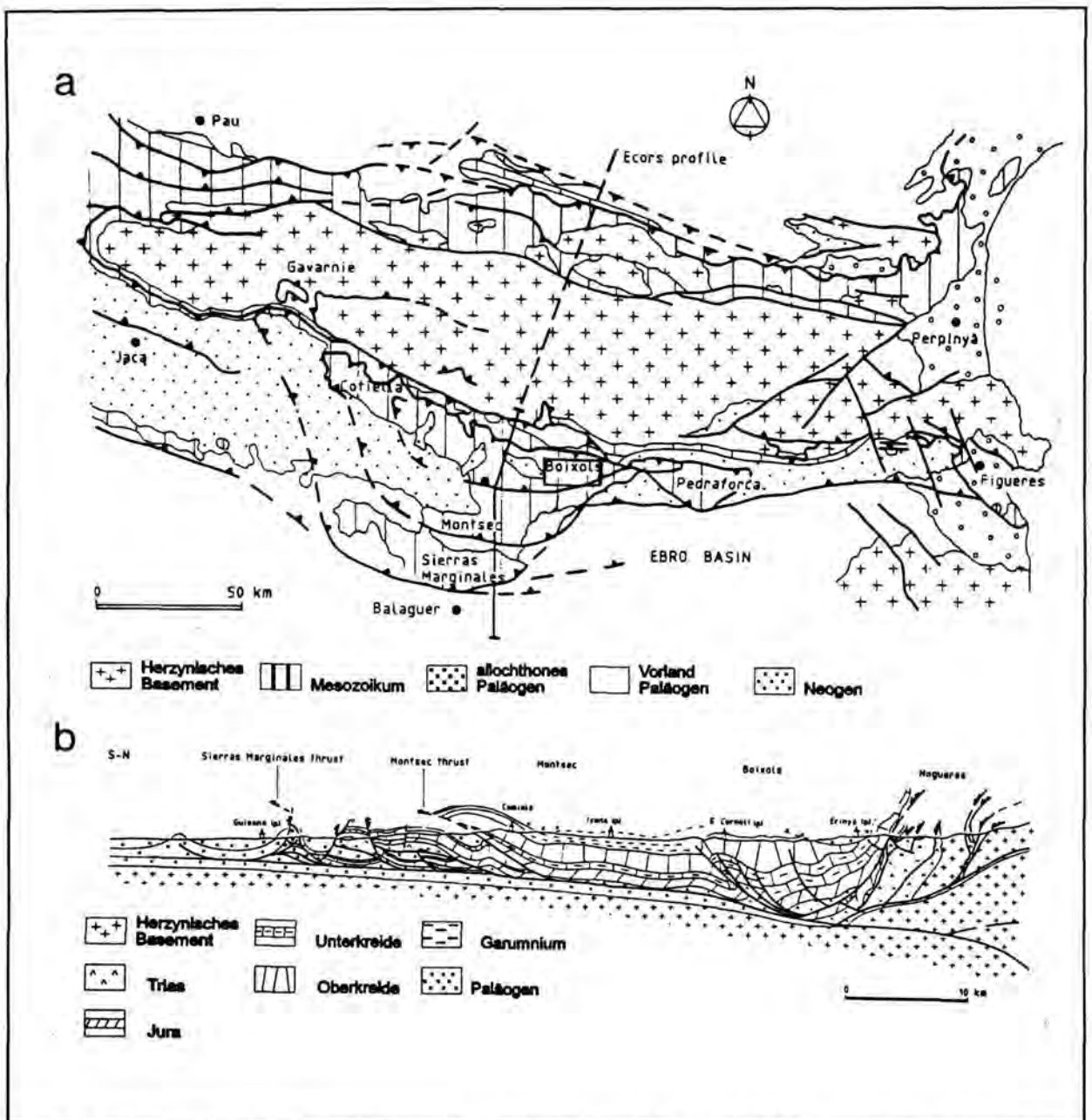


Abb. 4: Aufbau der zentralen und der östlichen Süd-Pyrenäen nach VERGÉS & MUÑOS (1990: 266); a) Karte mit den tektonischen Einheiten; □ = Lage des Arbeitsgebiets, ---- = Lage des östlichen ECORS-Profiles dargestellt in Abb. 3a, — = südlicher Teil des ECORS-Profiles, dargestellt in Abb. 4b; b) Das Querprofil entlang des südlichen Teil des ECORS-Profiles zeigt den Deckenaufbau im Bereich der South Pyrenean Central Unit.

Pyrenäen etwas später erreichte. Nach MASON & MILES (1984) schnitt das Seafloor Spreading den Golf von Biskaya bereits im späten Apt.

Verbunden mit den Extensionsbewegungen war das Wiederaufleben älterer, herzynischer Störungssysteme (DESEGAUX et al., 1990), die später als Überschiebungsbahnen dienten (ROURE et al., 1989).

Im E der Pyrenäen konnte ozeanische Kruste bisher nicht nachgewiesen werden. Die Rotation der iberischen Platte wurde in diesem Bereich in Blattverschiebungen und listrische Störungen umgesetzt (BOILLLOT, 1984, ENGESER & SCHWENTKE, 1986). PEYBERNÉS & SOUQUET (1984) beschreiben eine Bildung von Pull-Apart Becken in den E-Pyrenäen im Alb. Nach ROURE et al. (1989) und BERÁSTEGUI

et al. (1993) setzte die Entwicklung von Pull-Apart Becken im Alb entlang der NPF ein, die eine Transversalstörung bildete. Der Bereich Organyà südlich der NPF war in der Unterkreide bis ins untere Alb im wesentlichen von Extensionsbewegungen geprägt, wobei infolge listrischer Störungen Halbgräben entstanden (VERGÉS, 1993). Eine analoge Entwicklung ist auch im W der Pyrenäen zu beobachten, wo Pull-Apart Becken entlang den Plattengrenzen entstanden (SCHWENTKE & KUHN, 1992), während südlich davon Extensionsbewegungen dominierten (GRÄFE & WIEDMANN, 1993).

Im E der Pyrenäen trat eine erste Kompression im Bereich Alb/Cenoman auf, die mit einem thermischen Ereignis einherging. Diese führte zu Beginn des Cenomans zur Bildung einer im gesamten E-Teil der Pyrenäen ausgebildeten Diskordanz (PUIGDEFÀBREGAS & SOUQUET, 1986).

Ab dem Campan begannen dann im gesamten Bereich Kompressionsbewegungen wirksam zu werden, die zur Bildung eines aktiven Kontinentalrandes und im folgenden in den W-Pyrenäen zur Subduktion führten. DESEGAUX et al. (1990) vermuten das Einsetzen thermischer Subduktion schon im Anschluß an die Pull-Apart Beckenbildung im Alb. Nach MATTAUER (1985) bildeten sich zwei Subduktionszonen. Beide Subduktionsfronten waren im Eozän aktiv, aber nur die südliche Front zusätzlich im späten Oligozän und frühen Miozän (Subduktion kontinentaler Lithosphäre wird hier angenommen, MATTAUER, 1985). BERÁSTEGUI et al. (1993) berechneten eine Einengung der E-Pyrenäen um 147 km.

In der Zeit zwischen Oberkreide und Miozän entstanden die wichtigsten Pyrenäen-Decken als Piggy-Back Überschiebungen. VERGÉS & MUÑOS (1990) beschreiben für die Decken der South Pyrenean Central Unit eine Bewegung nach S als Piggy-Back Schuppenfächer, wobei die nördliche Bóixols-Decke in der obersten Kreide und die südliche Sierra Marginales Einheit im oberen Eozän entstanden.

1.4. Paläogeographischer Rahmen

PUIGDEFÀBREGAS & SOUQUET (1986: 174) postulieren in den Pyrenäen 10 Sedimentationszyklen von der Trias bis ins Tertiär, die durch "...basin-forming and basin modifying tectonics related to the opening of the Bay of Biscaye and the Atlantic Ocean." kontrolliert wurden.

Während des Jura entstand am Ostrand des Ebro Massivs auf den intrakontinentalen Serien der Trias eine flache Karbonatplattform, die im E mit der Tethys und im W mit dem Proto-Atlantik in Verbindung stand (PUIGDEFÀBREGAS & SOUQUET, 1986). Von Neokom bis Barrême zerbrach diese jurassische Plattform und bildete die NW-SE-orientierten Teilbecken Parentis, Adour und Pyrenäen (PUIGDEFÀBREGAS & SOUQUET, 1986). Am S-Rand des Pyrenäen-Beckens entstand eine zur Tethys geöffnete Plattform mit Sedimenten der Urgon-Fazies. Die tektonische Entwicklung in diesem Raum wurde vorwiegend durch die Ereignisse des entstehenden Nordatlantiks und der Biskaya dominiert (Kap. 1.3.); die Plattform stand jedoch aufgrund ihrer Position am E-Rand der iberischen Platte mit der Tethys in Verbindung. Im Bereich von Organyà (südliches Pyrenäen-Becken) wurden verschiedene Kalk/Mergel-Serien abgelagert.

Nach PUIGDEFÀBREGAS & SOUQUET (1986) lebte die Entwicklung der rhombischen, durch Schwellen separierten Teilbecken im Apt und Alb wieder auf. Während PEYBERNÈS & SOUQUET (1984) und PUIGDEFÀBREGAS & SOUQUET (1986) bis ins Alb ein bis nach S-Frankreich reichendes Pyrenäen-Becken annehmen, zeigen neuere Rekonstruktionen eine detailliertere Gliederung der präorogenen Pyrenäen im Apt und Alb: Während im Bereich der North Pyrenean Fault Zone (NPFZ, nördliche Zentral-Pyrenäen) oberkretazische Flyschsedimente direkt auf dem herzynischen Basement liegen, entstand sowohl im Norden (Arize Massiv) als auch im Süden (Bóixols-Decke) eine mächtige Jura- und Unterkreideabfolge (BERÁSTEGUI et al., 1993). Daraus ergibt sich nach ROURE et al. (1989) und BERÁSTEGUI et al. (1993) eine Schwelle entlang der als Transformstörung aktiven NPF (Abb. 3b). Der

Nordrand des Organyà Beckens lag folglich südlich der NPFZ bzw. der Axial Zone (Abb. 3a). Abhängig vom Meeresspiegel wird eine N-S-Erstreckung des Organyà Beckens von 70 bis 100 km angenommen (nach BERÁSTEGUI et al. 1993, Abb. 3b). Die paläogeographische Rekonstruktion für das Alb zeigt einen südlich der Region Organyà liegenden Beckenrand. Während des Apt ist eine etwas geringere Ausdehnung des Beckens nach S anzunehmen. BERÁSTEGUI et al. (1990) interpretieren kretazische Flachwasserkarbonatablagerungen bei Peraçalç (Abb. 1) als Sedimente des Nordrandes des Organyà Beckens, die infolge der Aufschiebungen nur 20 km nördlich der Sedimente von Organyà liegen.

Die Sedimentation im Apt war erneut von Flachwasserkarbonate mit retrograden Sedimentationsmustern am Beckenrand sowie Mergeln in den tieferen Bereichen gekennzeichnet. Ab dem Alb entstanden Pull-Apart Becken mit einem tiefermarinen Ablagerungsregime, in die die ersten Flyschsedimente geschüttet wurden (PEYBERNÈS & SOUQUET, 1984).

Die unterkretazische Entwicklung endete in den E-Pyrenäen mit den ersten Kompressionen im Abschnitt Alb/Cenoman (Kap. 1.3.). Erneute Extensionsbewegungen in der Oberkreide schufen den Raum für progradierende Plattformkarbonate. Auf drei durch moderates Backstepping gekennzeichnete Sequenzen folgte eine stärkere Transgression (SIMO, 1989). Die Sedimentation der Oberkreide endete mit einer erneuten Regression. Die Sedimentation war durch zu Beginn moderate und am

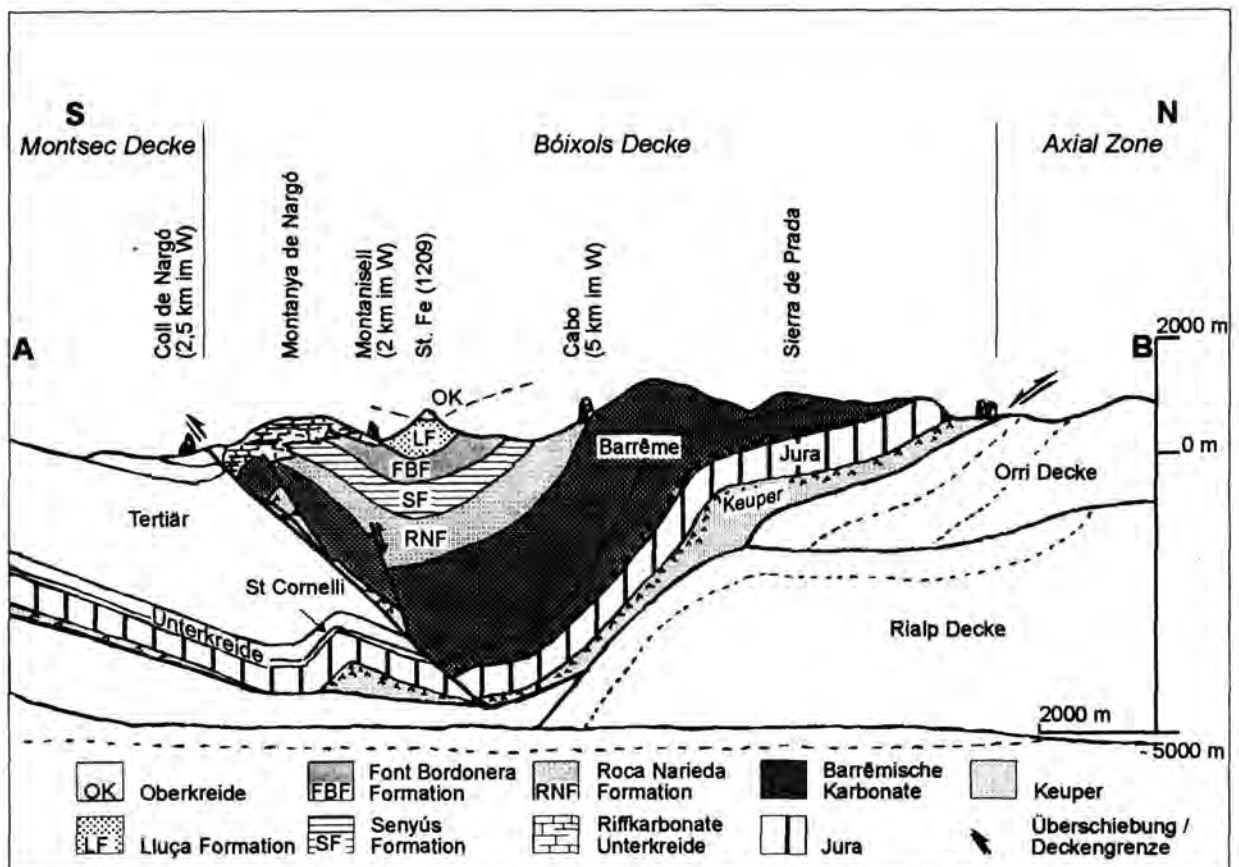


Abb. 5: Schnitt durch die Bóixols-Decke im Bereich der östlichen Santa Fe Synklinale nach VERGÉS (1993). Lage der Profilinie s. Abb. 2. Im Gegensatz zu älteren Interpretationen vermutet VERGÉS (1993) anhand der seismischen Daten der ECORS-Profile eingeschuppte Keuperevaporite im Bereich der Überschiebung in der Höhe der Ortschaft Coll de Nargó. Apt und Alb sind in die Formationen Roca Narieda (RNF), Senyús (SF), Font Bordonera (FBF) und Lluça (LF) untergliedert.

Ende des Santons zunehmende Subsidenz charakterisiert, während im Maastricht eine Hebung stattfand (SIMO, 1989).

Im Tertiär vollzog sich im Bereich Organyà der Übergang in die terrestrische Sedimentation des Garumniums (WILLEMS, 1982). Die südliche Central South Pyrenean Unit entwickelte sich zum Vorlandbecken (Tresp Becken; EICHENSEER & LUTERBACHER, 1992).

1.5. Das Becken von Organyà, tektonische Struktur

Das Arbeitsgebiet (Becken von Organyà) wird durch die E-W streichende Santa Fe Synklinale gegliedert, die die Sierra Santa Fe bzw. die Sierra Boumort und die Sierra Carreu bildet und an deren Flanken die Unterkreide in Folge von Reliefumkehr aufgeschlossen ist (Abb. 5). Den Top der Synklinale bilden die diskordant überlagernden Sedimente der Oberkreide. Eine erste ausführliche Darstellung der "Antiklinale Bóixols - Coll de Nargó" gibt WILLEMS (1982). Neuere Interpretationen finden sich bei BERÁSTEGUI et al. (1990), GARCIA SENZ et al. (1991) und VERGÉS (1993). Im Süden ist die Synklinale gegenüber der Antiklinale von St. Cornelli aufgeschoben (Grenze Bóixols- / Montsec-Decke). Die Überschiebungsbahn wurde schon in der Unterkreide angelegt und bildete sich in den Sedimentationsmustern der Flachwasserkarbonate am Beckenrand ab (Kap. 7.2.3.). Die Interpretation von VERGÉS (1993) berücksichtigt eingeschuppte Keuperevaporite im Bereich der Überschiebungsbahn.

2. METHODIK

2.1. Profilaufnahmen und Beprobung im Gelände

Für die detaillierte Fazies- und Zyklostratigraphie-Analyse wurden vier Profile in ausgewählten Abschnitten bankweise im Abstand von 10 bis 50 cm beprobt. Ein Profil wurde als Referenzprofil (Profil Cabó) ausgewählt und sehr detailliert beprobt. In den anderen Abschnitten der Profile sind sämtliche lithofaziellen Veränderungen aufgenommen und beprobt worden (1 m bis 10 m Abstand). Außerdem wurden Einzelproben an verschiedenen Stellen im Arbeitsgebiet genommen, um einen möglichst vollständigen paläogeographischen Überblick zu bekommen. Die Beschreibungen der Profile sind im Anhang II.I. bis II.IV. dargestellt. Die Probenpunkte finden sich im Anhang II.I. bis IV.I..

2.2. Probenaufbereitung

Von allen kalkreichen Proben wurden ca. 400 Dünnschliffe hergestellt und die Mergelproben wurden geschlämmt.

Schlammprobenaufbereitung

Die Schlammprobenaufbereitung erwies sich als problematisch; weder mit H_2O_2 - und Glaubersalz-Frostsprengung noch durch die Behandlung mit Tensiden konnten befriedigende Ergebnisse erzielt werden. Die vorhandenen Foraminiferen blieben mit einer "Schmutzkruste" bedeckt, was die Bestimmung der Gattungen erschwerte und die Artenbestimmung fast unmöglich machte. Trotz allem konnten einige Proben für die biostratigraphische Analyse sowie für die Faziesbeschreibung herangezogen werden.

Herstellung analysenfeiner Präparate

Von 90 Proben des Referenzprofils und einigen Proben aus einem weiteren Profil wurde analysenfeines Sedimentpulver hergestellt. Die Proben wurden von Verwitterungskrusten befreit. Im Anschluß wurden für geochemische Analysen bestimmte Proben in einer Achatkugelmühle gemahlen. Proben für Karbonatgehaltsbestimmung oder Röntgendiffraktometrie wurden mit der Scheibenschwingmühle aufbereitet.

2.3. Mikrofaziesanalyse

Die Bestimmung der Komponenten erfolgte nach FLÜGEL (1982), die der Foraminiferen nach ARNAUD-VANNEAU (1980) und SCHLAGINTWEIT (1991). Zur Beschreibung der Karbonatgesteine wurde die von EMBRY & KLOVEN (1972: 676 f.) erweiterte Klassifikation von DUNHAM (1962) und die Klassifikation von FOLK (1962) verwendet. Es wurden eine Zuordnung der verschiedenen biogenen und abiogenen Komponenten zu verschiedenen Environments auf der Karbonatrampe erarbeitet und für diese Faziesräume typische Mikrofaziestypen aufgestellt. Spezielle Literatur zu einzelnen Komponenten ist in den Beschreibungen erwähnt.

2.3.1. Semiquantitative Komponentenanalyse

Für alle Dünnschliffe wurde eine halbquantitative Komponentenanalyse durchgeführt. Hierbei erfolgte eine Abschätzung der Anteile bestimmter Komponentengruppen am Gesamtgestein. Für die halbquantitative Komponentenanalyse wurden die verschiedenen Komponenten in 28 Komponentengruppen eingeteilt (Kap. 4.1. und 4.2.). Dabei wurde zum einen die biologische Systematik und zum anderen eine genetische Verwandtschaft der verschiedenen Komponenten berücksichtigt. Die Komponentengruppen wurden nach FLÜGEL (1982) anhand von Vergleichstabellen abgeschätzt. Den Schätzwerten wurden zur einfacheren Darstellung Häufigkeitswerte von 1 bis 6 zugeordnet.

Schätzwerte können allerdings nur zum relativen Vergleich verschiedener Komponentengruppen untereinander dienen, da sie mit einem vergleichsweise hohen Fehler behaftet sind (FLÜGEL, 1982). Wesentliche Gründe für Unterschiede in den Schätzungen sind die wechselnde Korngröße der Komponenten und die unterschiedliche Sortierung der Sedimente. In schlecht sortierten Sedimenten werden kleine Komponenten häufig unterschätzt, große dagegen überschätzt (FLÜGEL, 1982). Aufgrund der unterschiedlichen Korngröße und Textur der vorliegenden Gesteine mußten zusätzlich die Schätzbilder häufig gewechselt werden. Für die Mikrofaziesanalyse ist jedoch die relative Veränderung einzelner Variablen von entscheidender Wichtigkeit, so daß die halbquantitative Komponentenanalyse durchaus eine geeignete Methode für die Bewertung großer Probenmengen darstellt.

Da zum einen relativ häufige Variablen (Detritus, Pelloide, etc.) und zum anderen seltenere Komponenten (z.B. grobaggutinierende, großwüchsige Foraminiferen) für die Faziesanalyse von wesentlicher Bedeutung sind, wurden die Mengen in zwei Gruppen unterteilt, die sich in Bezug auf die zu den Häufigkeitswerten gehörenden absoluten Mengen unterscheiden (Tab. 1)

Tab. 1: Darstellung der absoluten Häufigkeiten, die den relativen Häufigkeitswerten zugeordnet werden.

Häufigkeitswerte	relative Häufigkeiten	absolute Häufigkeiten	
		Gruppe 1: Kleinforaminiferen, Echinodermen, Spicula, Schill, Bioklasten, Pelloide, Detritus, Lithoklasten.	Gruppe 2: Foraminiferengruppen, Bryozoen, Gerüstbildner, Serpeln, Algen, Extraklasten, Rindenkörner, authigene Minerale, Zementangaben
1	sehr selten	< 2%	<< 1 %
2	selten	2 bis 5 %	<< 1 bis 2 %
3	gemein	> 5 bis 8 %	> 2 bis 4 %
4	häufig	> 8 bis 15 %	> 4 %
5	sehr häufig	>15 bis 25 %	
6	gesteinsbildend	> 25 %	

Die Komponentengruppen sind in Kap. 13.2. im einzelnen dargestellt. Zusätzlich zu den Komponentengruppen wurden folgende Parameter ermittelt :

- Abschätzung einiger diagenetischer Parameter: Zemente und sekundäre Mineralbildung - Häufigkeitswerte,
- Syndementäre und textuelle Merkmale: Anbohrungen, Mikritisierung der Komponenten, Bioturbation, Schichtung, Auswaschung - Häufigkeitswerte,
- Gesamtkomponentenmenge - Schätzwerte in %
- Grundmasse: Mikrit, Mikrosparit, Sparit - Schätzwerte in % der Gesamtgrundmasse
- Festlegung der Dunham-Klassifikation,
- Ermittlung der Korngrößen: Dabei wurde zum einen der Korndurchmesser angegeben, der 90 % der Komponenten beinhaltet, zum anderen der maximale Korndurchmesser.

2.3.2. Quantitative Komponentenanalyse

Für statistische Auswertungen wurden 90 Proben des Referenzprofils zusätzlich quantitativ ausgewertet. Dazu wurde die Anzahl der Gruppen auf 15 reduziert, da die nur selten auftretenden Komponenten in einer quantitativen Analyse kaum Ausdruck finden. Im Point-Counter Verfahren wurden pro Dünnschliff 300 Punkte ausgezählt. Mittels Mikrometerschrauben wurde dazu ein festes Raster über den Schliff "gelegt", wobei immer die Eckpunkte gezählt wurden. Der absolute Fehler (ausgedrückt als Standardabweichung) dieser Methode liegt nach PLAS & TOBI (1965) bei einer Partikelmenge von

25 bis 75 % und 300 Punkten im Bereich von 5 bis 6 %, bei 200 Punkten > 6 %, und bei 400 und 500 Punkten kann der Fehler auf < 4 bis 5 % reduziert werden. Gleichzeitig steigt jedoch der zeitliche Aufwand beträchtlich. Vergleichende Testzählungen mit 200 und 300 Punkten zeigten, daß die Unterschiede gering sind, sich jedoch bei nur seltenen Komponenten bemerkbar machen.

2.4. Röntgendiffraktometrie

Zur Bestimmung der Mineralien, insbesondere zur Analyse der Tonminerale, wurde die Röntgendiffraktometrie herangezogen. Es wurden vorwiegend Pulverpräparate unter folgenden Bedingungen ausgewertet:

Röntgendiffraktometer:	Siemens D500
Beschleunigungsspannung:	40 kV
Anodenstrom:	30 mA
Wellenlänge:	CuKA1 = 1,54064 CuKa2 = 1,54443
Meßbereich (2θ):	2° bis 70° 4° bis 25°
Meßintervall:	0,02°
Meßzeit:	1°/min (Aufnahmen 2θ = 2 bis 70°) 1/8°/min (Aufnahmen 2θ = 4 bis 21°)

Eine Meßzeit von 1°/min hat sich für erste Mineralanalysen als ausreichend herausgestellt. Proben, die nur geringe Mengen Ton enthalten, wurden mit einer längeren Meßzeit (1/2°/min) im Bereich von 2θ = 4° bis 25° ein zweites Mal geröntgt. Diese Messungen zeigen nur geringe Unterschiede gegenüber den Aufnahmen mit 1°/min Meßzeit. Eine genauere Auswertung war mit diesen Aufnahmen nicht möglich, so daß im folgenden an Pulverpräparaten nur Aufnahmen mit einer Meßzeit von 1°/min durchgeführt wurden. Außerdem wurde anhand einiger Texturpräparate der unlösliche Rückstand unter den gleichen Bedingungen analysiert, weil sich damit die Tonminerale wesentlich genauer bestimmen lassen.

Über Art und Menge des Ton- und Quarzgehalts wurde die Art des terrigenen Eintrags bestimmt, um somit eventuell einen Hinweis auf den Aufschluß über Klimaschwankungen zu bekommen, die den terrigenen Eintrag und die Verwitterung steuern (BURCHELL et al. 1990).

Die röntgendiffraktometrischen Untersuchungen wurden im Fachgebiet Mineralogie am Fachbereich Geowissenschaften der Universität Bremen durchgeführt.

2.5. Rasterelektronenmikroskopie

Die Rasterelektronenmikroskopie wurde vor allem zur Analyse der Grundmasse herangezogen. Von Interesse ist das Ausmaß der diagenetischen Veränderungen des Mikrits. Strukturuntersuchungen wurden an angebrochenen und angeätzten Proben durchgeführt.

Angeätzte Proben: Die Proben wurden mit 350-er, 500-er, 800-er und 1200-er Körnung (Schleifpulver) angeschliffen und im Anschluß poliert. Danach wurden sie in 1 %-iger Essigsäure 3 bis 4 min angeätzt. Die Ätzzeit variierte mit der Zusammensetzung der Probe. Tonige Proben benötigen längere Zeiten, um ein günstiges Relief zu entwickeln.

Mit Hilfe von EDX- und WDX-Analysen ("Mappings") wurde untersucht, wie die verschiedenen Elemente (Fe, Mn, Si, Al, Mg und Sr) in den Proben verteilt sind. Vor allem die Verteilung von Sr kann Aufschluß über die Erhaltung des primären Verteilungsmusters geben. Im geschlossenen

System wird Sr während der Diagenese nicht abgeführt (VEIZER, 1983). Das bedeutet weiterhin, daß primäre Unterschiede im Sr-Gehalt der verschiedenen Minerale (Aragonit, Hoch-Mg-Calcit (HMC) und Niedrig-Mg-Calcit (LMC)) erhalten bleiben. Für die WDX- und EDX- Untersuchungen wurden polierte Klötzchen verwendet.

Die goldbesputterten, hochpolierten Proben zeigen gute Verteilungen für Al, Fe, Si und Mg. Die Gehalte an Mn liegen grundsätzlich unter der Nachweisgrenze. Die Sr-Gehalte liegen gerade im Bereich der Nachweisgrenze, so daß nur an einigen stark Sr-haltigen Proben sinnvolle Verteilungen gemessen werden konnten.

Alle Untersuchungen wurden an einem CamScan Rasterelektronenmikroskop im Fachgebiet Historische Geologie/Paläontologie am Fachbereich Geowissenschaften der Universität Bremen durchgeführt.

2.6. Cathodolumineszenz

Die Cathodolumineszenz wurde zur genauen Analyse der Zemente herangezogen. Jedoch selbst in größeren Blockzement-Arealen ließen sich keine unterschiedlichen Zementgenerationen erkennen. Die Cathodolumineszenz erwies sich jedoch bei der Analyse der Verteilung der mikrokristallinen Feldspäte (Korngröße häufig $< 20 \mu\text{m}$) als sinnvoll. Blaue Lumineszenz weist nach FÜCHTBAUER (1988) auf detritische Albite hin. Auch kann mit Hilfe der Cathodolumineszenz eine geringe Menge feinstkörniger Schwerminerale anhand ihrer hellen Lumineszenz nachgewiesen werden. Genauere Unterscheidungen sind aufgrund der geringen Korngröße der Minerale ($< 20 \mu\text{m}$) nicht möglich.

2.7. Geochemische Untersuchungen

Die Interpretation der Spurenelementanalysen von Karbonaten wird durch Verunreinigungen des Aufschlusses durch Spurenelemente erschwert, die ursprünglich an den unlöslichen Rückstand (Tonminerale, Sulfide etc.) gebunden waren. Bei einem Säureaufschluß werden auch adsorptiv gebundene Spurenelemente oder in den Zwischenschichten der Tonminerale eingebaute Spurenelemente freigesetzt (KOCH & BAUSCH, 1990). Die Verwendung einer schwachen Säure (z.B. Essigsäure) vermindert die Anlösung der Tonminerale. Chlorite werden allerdings schon von schwachen Säuren verändert und geben Ionen aus den Zwischenschichten ab, so daß eine Anlösung nicht ganz ausgeschlossen werden konnte, wie Vergleichsversuche mit AEDTA-Lösung zeigten. Eine Verwendung von AEDTA wurde ausgeschlossen, da die Reaktionszeiten bei den tonärmeren Karbonaten zu lang sind und zu große Mengen an AEDTA benötigt werden, wie Vorversuche belegten. Zu hohe Lösungsmengen führen zu einer zu geringen Konzentration der zu untersuchenden Elemente in der Lösung, so daß die Nachweisgrenze der ICP (s.u.) erreicht worden wäre. ROBINSON (1980) zeigte, daß auch 1 n HCL-Aufschlüsse bei geringer Reaktionszeit (2 Std.) nur geringe Verunreinigungen hervorrufen. Salzsäureaufschlüsse wurden jedoch in der Regel bei Proben verwendet, deren Karbonatgehalt deutlich über 90 % liegt (JOACHIMSKI, 1991, KOCH & BAUSCH, 1990). Bei den bearbeiteten Proben liegt der Karbonatgehalt zwischen 65 und 90 %, so daß auf die schonendere Methode mit Essigsäure zurückgegriffen wurde.

Es wurden nur Analysen am Gesamtgestein durchgeführt. 2 g einer pulverisierten Probe wurden mit 50 ml 20 %-iger Essigsäure gelöst. Nach 3 Tagen wurde der unlösliche Rückstand (IR) mit Blaubandfiltern und im Anschluß mit $0,2 \mu\text{m}$ Filtern abgefiltert und die Probe mit destilliertem Wasser auf 100 ml Lösung aufgefüllt. In einem Teil des IR wurden mit dem Röntgendiffraktometer die Tonminerale bestimmt und überprüft, ob die Karbonatlösung vollständig abgelaufen war.

Die Ca-, Mg-, Sr-, Fe- und Mn-Gehalte der Lösungen wurden mit der ICP bestimmt. Über die Ca-, Mg-, Sr-Werte wurde der Karbonatgehalt berechnet. Das Ca/Sr-Verhältnis kann außerdem Aufschluß über die Entstehung der Karbonate geben. Nach VEIZER (1983) bleibt das primäre, faziesbedingte Signal trotz diagenetischer Überprägung erhalten. Stark Aragonit-haltige Karbonatschlämme weisen ein höheres Sr/Ca-Verhältnis auf. Damit können eventuell Rückschlüsse auf die Menge des Karbonatschlamm-Eintrages von der proximalen Rampe in die tieferen Bereiche gezogen werden. Eine nach der Umlagerung abgelaufene meteorische Diagenese konnte ausgeschlossen werden. Die Gehalte an Mn, Mg und Fe sind charakteristisch für bestimmte Bildungsbedingungen der Karbonate (JOACHIMSKI, 1991).

Die ICP und die geochemischen Labore standen im Fachgebiet Geochemie am Fachbereich Geowissenschaften der Universität Bremen zur Verfügung.

3. SCHICHTENFOLGE UND STRATIGRAPHIE

3.1. Unterkreide

Die Unterkreide der SE-Pyrenäen wurde von MEY (1968) und MEY et al. (1968) in die Einheiten Prada Kalke (oberster Jura bis Apt) und Lluçà Mergel (Alb) unterteilt. GARRIDO-MEGIAS & RIOS ARAGÜES (1972) unterscheiden eine zusätzliche mergelige Einheit im unteren Apt und eine kalkige Einheit im oberen Apt. PEYBERNÈS (1976) führt im Apt/Alb fünf verschiedene, nach N auskeilende Urgon-Kalk-einheiten ein, die er mit entsprechenden Serien in den nördlichen Pyrenäen verglich. WILLEMS (1982) beschreibt im S der Sierra Santa Fe verschiedene Urgonkalke im Apt und eine Mergel/Kalkmergel-Wechselfolge im Grenzbereich Apt/Alb. Er gibt auch eine umfassende Zusammenstellung der Bear-beiter der Unterkreide im Bereich der SE Pyrenäen bis 1981. ESQUEVIN et al. (1971) beschreiben aus den N-Pyrenäen (nördliches Pyrenäenbecken) verschiedene Urgonkalke aus dem Apt, wobei die Plattfontentwicklung im NW schon im unteren Oberapt endet. Weitere Beschreibungen der Unter-kreide der SE-Pyrenäen finden sich bei ROSELL & LLOMPART (1982), SOUQUET & PEYBERNÈS (1991) und PUIGDEFÀBREGAS & SOUQUET (1986).

In der vorliegenden Arbeit wird die aktuelle Gliederung der Unterkreide nach Arbeiten des Geological Servei de Catalunya (BERÀSTEGUI et al. 1991 und GARCIA-SENZ et al. 1991) verwendet. In der Unter-kreide der Süd-Pyrenäen werden sechs Einheiten unterschieden: Hostal Nou, Prada, Roca Narieda, Senyús, Font Bordonera und Lluçà Formation (Abb. 6). Da der von BERÀSTEGUI et al. (1990) verwen-dete Begriff "Sequence" nicht Sequenzen im Sinne von VAIL et al. (1991) entspricht, wird hier der Be-griff Formation gebraucht. Die Unterkreide steht im Organyà Becken in 5000 m mächtigen Kalken und Mergeln an, von denen 1500 m bis 2100 m auf die obere Unterkreide (Apt bis Alb) entfallen. Die vorliegende Arbeit konzentriert sich im wesentlichen auf die Senyús, die Font Bordonera und die Lluçà Formation. Im folgenden werden die einzelnen Formationen hinsichtlich ihrer Lithologie und Stratigraphie kurz erläutert.

Stufen	Lithologie	Forma-tionen	Biostratigraphische Marker
	S	N	
Alb	Abella	Lluçà Mergel	Lluçà Formation <i>T. roberti</i> <i>S. manasi</i> <i>L. tardefurcata</i> <i>A. cretacea</i>
Apt	Set Comelles	Font Bordonera Formation	<i>A. cretacea</i> <i>O. (M.) texana</i> , <i>O. (M.) subconcava</i>
	Montanya de Nargó	Senyús Formation	<i>O. (M.) texana</i> , <i>O. (M.) subconcava</i> <i>H. gorbachikae</i> <i>O. (M.) texana</i>
	Roca Narieda Kalke	Roca Narieda Formation	<i>B. subbreoggiensis</i> , <i>H. hagni</i> <i>L. cabri</i> <i>D. deshayesi</i> <i>D. forbesi</i>
Barrême	Prada Kalke	Prada Formation	

Abb. 6: Stratigraphie und Schichtenfolge des Organyà Beckens. Verändert nach BERÀSTEGUI et al. (1990: 254), ergänzt um die wichtigsten biostratigraphischen Marker.

STAGES		PLANKTONIC FORAM AND CALPIONELLID BIOCRONO-ZONES	MACROFOSSIL BIOCRONO-ZONES (BOREAL) GREAT BRITAIN	FRENCH ZONES (Aptian)
ALBIAN	EARLY	<i>H. planispira</i>	<i>Raullenus</i>	
		<i>T. bejaouensis</i>	<i>Dutempleana</i>	
			<i>Tardefurcata</i>	
108 ma				
APTIAN	LATE	<i>G. gorbachikae</i>	<i>Jacobi</i>	CLANSAYESIEN
		<i>G. algeriana</i>	<i>Nutfieldensis</i>	GARGASIEN
			<i>Martinioides</i>	
	EARLY	<i>L. cabri</i>	<i>Bowerbanki</i>	BEDOULIEN
			<i>Deshayesi</i>	
		<i>G. blowi</i>	<i>Forbesi</i>	
		<i>H. similis</i>	<i>Fissicostatus</i>	
113 ma				
BARREMIAN	LATE	<i>H. sigall</i>	<i>Bidentatum</i>	
			<i>Rudofissicostatum</i>	
	EARLY		<i>Rarocinctum</i>	

Tab. 2: Stufen der Unterkreide nach HAQ et al. (1988), erweitert um die in der französischen Literatur verwendeten Zonen des Apt, die anhand der Makrofossilzonen in HAQ et al. (1988, nach RAWSON et al., 1978) und PEYBERNÈS (1976, nach R. CASEY, 1961) zugeordnet wurden.

3.1.1. Hostal Nou und Prada Formation

Die Hostal Nou und die Prada Formationen sind in der Río Segre Schlucht aufgeschlossen. Diese Einheiten bestehen aus 150 m (Hostal Nou Formation) bzw. 1400 m (Prada Formation) mächtigen Plattformkarbonaten, die nach S auf jurassische Gesteine transgredieren (BERÁSTEGUI et al. 1990, PEYBERNÈS, 1976). Im S der Sierra Santa Fe Synklinale fehlen diese Einheiten; hier transgredieren jüngere Einheiten (Senyús und Font Bordonera Formationen) direkt auf die jurassischen Karbonate. Die beiden Einheiten umfassen die Zeitspanne Berrias bis spätes Barrême (PEYBERNÈS, 1976, CAUS & RODÉS, 1989).

3.1.2. Roca Narieda Formation

Die Roca Narieda Formation setzt mit einer Erosionsdiskordanz über den Prada Kalken ein. Im W des Río Segre verzahnen sich bis zu 800 m mächtige Cabó-Mergel (Tone und schwarze Mergel mit Ammoniten und Spicula) lateral und vertikal mit den 300 m mächtigen Roca Narieda Karbonaten im E (BERÁSTEGUI et al. 1990). Es handelt sich dabei um zwei durch Mergel getrennte Karbonatkörper im Bereich E' von Organyà, die im Süden auf die Jura-Kalke progradieren; sie repräsentieren eine Plattformrand- und Hangfazies. W' des Río Segre sind im Norden der Sierra Santa Fe die Cabó-Mergel aufgeschlossen. Dunkle Mergel im Süden gehen im oberen Teil in Turbidit-führende kalkreichere Mergel über (Kartierungen SCHWENKE 1993 und WITTMANN 1993). Im Süden der Sierra Santa Fe liegen die Roca Narieda Karbonate nur als einzelne tektonisch eingeschuppte Karbonatkörper im Bereich W' Coll de Nargó vor (Abb. 13). Während die unteren Cabó-Mergel eine Beckensedimentation repräsentieren, ist im oberen Teil der Sedimentabfolge der Übergang einer progradierenden, distal versteilten Karbonatrampe (*sensu* READ 1985) in eine homoklinale Rampe zu beobachten (SCHWENKE, 1993 und WITTMANN, 1993A).

GARCIA-SENZ et al. (1991) geben für die Roca Narieda-Abfolge frühes Apt-Alter an. PEYBERNÈS (1976) datierte den unteren Teil der Roca Narieda Formation als "Marnes à Deshayesites" auf Bédoulien bis basales Gargasien (Unterapt) und den oberen Teil als "Marnes du Vall Cabó" auf Gargasien. Das untere Drittel der Roca Narieda Formation konnte anhand der Ammoniten *Deshayesites forbesi* und *D. deshayesi* D'ORBIGNY der *deshayesi*-Zone (mittleres Unterapt) zugeordnet werden (WITTMANN, 1993A; Ammonitenstufen nach HOEDEMAEKER et al., 1993, Tab. 2). Nach dem Auftreten von *Leupoldi-*

na cabri SIGAL ist der obere Teil des unteren Drittels der Roca Narieda Formation in die *L. cabri* Zone (oberes Unterapt) zu stellen. *Hedbergella hagni* WEIDICH und *Biticinella subbreggiensis* SIGAL ermöglichen eine Einstufung des mittleren Drittels der Formation ins basale Oberapt (Bestimmung von NOÉ in SCHWENKE, 1993).

3.1.3. Senyús Formation

Die Senyús Formation setzt sich aus Mergeln und Kalkmergeln (Wacke- und Packstones) zusammen, in die sowohl im Süden als auch im Norden der Sierra Santa Fe Synklinale unterschiedlich alte Biohermstrukturen eingeschaltet sind (Kap. 6.1.). Typisch sind Rudisten- und Korallenvergesellschaftungen (SCHÖLLHORN, 1992). Im Norden sind außerdem kurzzeitig Karbonatsandbarren eingeschaltet (SCHWENKE, 1993). Die Gesamtmächtigkeit der Senyús Formation liegt im Vall de Cabó bei max. 700 m. Die Sedimente sind im Bereich einer flach einfallenden Karbonatrampe entstanden, wobei die flachsten Ablagerungen im S und W zu finden sind (Kap. 6.1.).

Die Sedimente entsprechen den von PEYBERNÈS (1976) beschriebenen Einheiten U4, M2 und M3, die er anhand von *Orbitolina* (*Mesorbitolina*) *parva* DOUGLAS auf unteres Oberapt datierte. Der mittlere Teil der Formation läßt sich anhand der planktischen Foraminiferen *Hedbergella gorbachikae* LONGORIA der *gorbachikae*-Zone dem mittleren bis oberen Oberapt zuordnen (Bestimmung von NOÉ in SCHWENKE, 1993). Die im unteren Teil auftretende *Orbitolina* (*M.*) *texana* (ROEMER), die im oberen Teil mit *O. (M.) subconcava* LEYMERIE assoziiert ist, geben ebenfalls mittleres bis oberes Oberapt-Alter an (SCHÖLLHORN, 1994).

3.1.4. Font Bordonera Formation

Diese Formation beginnt mit einem quarzreichen, 0,4 bis 2 m mächtigen Horizont ("Storm Beds", nach BERÁSTEGUI et al. 1990). 50 m bis 100 m mächtige Mergel und Kalkmergel an der Basis der Formation werden im oberen Teil durch, im Abstand von mehreren Metern eingeschalteten, linsenförmigen Austernbiostrome gekennzeichnet (Kap. 7.1.3.). An der Südflanke der Sierra Santa Fe Synklinale sind zwei kleinere Bioherme (Bóixols, Set Comelles; mündl. Mittl. SCHÖLLHORN, Abb. 13) sowie tiefermarine Kalk-Mergel-Zyklen aufgeschlossen (Kap. 7.1.3., Profil Montanisell). Im N der Synklinale fehlen Riffstrukturen, dort bilden Kalk-Mergel-Zyklen den Hauptteil der Sedimente (Kap. 7.). Diese Sedimente zeigen eine Verflachung nach W und eine Vertiefung nach E an. Mehrere Karbonatsandbarren (Sand Shoals) gliedern die Abfolge im Nordwesten. Die Obergrenze der Font Bordonera Formation bildet ein lithologisch markanter Übergang zu schwarzen Mergeln. Insgesamt ist die Font Bordonera Formation im S der Sierra ca. 350 m und im N ca. 500 m mächtig. Sie wird im folgenden in die untere, mergelreiche und die obere, kalkreiche Font Bordonera Formation unterteilt (Kap. 7.).

PEYBERNÈS (1976) legt den Übergang in die Mergel der Lluçà Formation an die Apt / Alb Grenze. WILLEMS (1984) datierte den oberen Teil der Bioherme an den Set Comelles anhand *Simplorbitolina manasi* CIRY & RAT mit Clansayésien (oberes Oberapt). Das gemeinsame Auftreten von *Orbitolina* (*Mesorbitolina*) *texana* (ROEMER) und *O. (M.) subconcava* LEYMERIE in den Biohermen gibt oberes Oberapt-Alter an (SCHÖLLHORN, 1994). Die unterhalb der Biohermstrukturen an den Set Comelles und in den oberen Teilen der Kalk-Mergel-Folgen erstmals auftretende Rotalge *Agardhiellopsis cretacea* LEMOINE entwickelte sich ab dem mittleren Oberapt. Die verschiedenen Gebiete wurden anhand einer detaillierten Zyklostratigraphie und durch Kartierungen korreliert (Kap. 14.1.).

3.1.5. Lluçà Formation

Die Lluçà Formation wird hauptsächlich aus einer 900 m mächtigen Serie schwarzer Mergel mit wenigen Karbonatbänken (Kalkturbiditen) gebildet, die im Norden und Süden der Sierra Santa Fe Synklinale aufgeschlossen sind. Das Flachwasseräquivalent zu diesen Tiefwasser-Mergeln lag im Westen zu großen Teilen außerhalb des bearbeiteten Gebiets. Bei Abella de la Conca im W des Gebiets (Abb. 2) sind ca. 400 m Kalk-Mergel-Folgen aufgeschlossen, die zum Hangenden ebenfalls in Mergel-Folgen übergehen (Coll de Abella). Die Kalkmergel gehen im mittleren Teil in einen 300 m mächtigen Barrenkomplex über. Der Top der Lluçà Formation wird auch hier von dunklen Mergeln gebildet. Im Gebiet von Organyà wird die Lluçà Formation diskordant von den Gesteinen der Oberkreide begrenzt.

Die Mergel können nach MARTINEZ (1982) anhand von *Leymeriella (L.) tardefurcata* LEYMERIE in D'ORBIGNY im untersten Abschnitt der Mergel an der Südflanke der Santa Fe Synklinale der *L. tardefurcata* Zone des Unteralb (HOEDEMAEKER et al., 1993) zugeordnet werden. SOUQUET & PEYBERNÉS (1991: 198) datieren die Mergel bei Abella als "Marnes noires du Barranco de Inglada et de Boixols" (Einheit M4) in die *L. tardefurcata* Zone, lassen sie jedoch im Clansayésien beginnen. Die Kalke von Abella entsprechen den von PEYBERNÉS (1976) beschriebenen Einheiten M4 und U6b, deren obere Teile er anhand der Echiniden *Hemiaster minimus* DESAR, *Epiaster thomasi* und *Douvillaster gr. variosucatus* (GAUTHIER) ins Unteralb einstuft. Im Profil Abella de la Conca (Kap. 8.2.) tritt im oberen Teil *Ticinella roberti* (GANDOLFI) (Schlammprobe bei 215,00 m, Bestimmung GRÄFE, 1994) auf, die von der unteren *T. bejaouensis* Zone (Grenzbereich Apt/Alb) bis ins mittlere Alb reicht (CARON, 1985). Des weiteren wird darüber *S. manasi* SCHROEDER beobachtet (Bestimmung WILLEMS, 1994), die nach SCHROEDER & NEUMANN (1985) ab dem oberen Apt bis ins mittlere Alb auftritt.

3.1.6. Turbón-Escales Formation

Diese Formation besteht an der Basis aus Sandsteinen, die von gemischt bioklastisch-siliziklastischen Grainstones im oberen Teil überlagert werden. Sie stellt nach BERÁSTEGUI et al. (1990) eine Delta-Entwicklung dar. Die im Bonansa Gebiet (im W des Río Noguera Ribagorçana) anstehenden Gesteine gehören dem Oberalb an (MONGIN et al., 1983). Die Abfolge wird auch hier von den erosiv überlagernden Cenoman-Kalken begrenzt. Die Turbón-Escales Formation ist im Bereich der Santa Fe Synklinale nicht aufgeschlossen.

3.2. Oberkreide

3.2.1. Santa Fe Limestone Formation

Die Sierra Santa Fe Synklinale wird aus oberkretazischen Karbonaten aufgebaut, die die Unterkreide-Sedimente diskordant überlagern. Das Einschneiden der Erosionsdiskordanz in nach E zunehmend ältere Sedimente wurde erstmalig von ROSELL SANUY (1963) beschrieben. Die Kalke des Cenomans überlagern bei Abella diskordant mittleres Alb (oberste Lluçà Formation), im E Bereich der Santa Fe Synklinale schon das obere Apt (untere Font Bordonera Formation). Die verschiedenen Sequenzen der Oberkreide wurden von SIMO (1989) in aller Ausführlichkeit beschrieben.

4. MIKROFAZIESANALYSE

Basis für die Untersuchung des Sedimentationsraums Organyà bildet eine detaillierte Mikrofaziesanalyse. Schwerpunkt dieser Arbeit sind dabei die bioklastischen Ablagerungen der Font Bordonera und Lluçà Formation. Die Faziesanalyse bildet die Grundlage für die Entwicklung eines differenzierten Faziesmodells für die Karbonate des oberen Oberapt und Alb im Organyà Becken.

Die Mikrofaziesanalyse beruht dabei auf zwei grundlegenden Prinzipien: zum einen der Bestimmung der Komponenten, zum anderen auf der Zuordnung der Proben zu verschiedenen MF-Typen. Beide sollen die Einordnung der Proben in verschiedene Faziesräume ermöglichen.

Die Durchführung der Mikrofaziesanalyse wird im wesentlichen durch die Zielsetzung der Arbeit bestimmt. Die betrifft weniger die Methodik an sich, als die Auswahl der untersuchten Parameter und die Gliederung der Proben in Faziestypen.

Drei grundsätzliche Fragen bestimmten die Ausrichtung der Mikrofaziesanalyse:

- Ist eine generelle Gliederung der Karbonatrampe zu erkennen? Welche Faziestypen bestimmen die verschiedenen Faziesräume auf der Karbonatrampe im Apt/Alb?
- Können anhand der MF-Typen-Verteilung die Profile in charakteristische Abfolgen (Zyklen und Sequenzen) gegliedert werden?
- Sind die Profile anhand dieser Zyklen und Sequenzen miteinander korrelierbar?

Die Analyse der Komponenten beruht im wesentlichen auf der Eignung einzelner Elemente als Faziesindikatoren. Für die Zuordnung der Elemente zu verschiedenen Environments wurde aufgrund weniger Beschreibungen von Karbonatrampen der Unterkreide zum einen auf Plattformmodelle (z.B. SCHLAGINTWEIT, 1991; Rekonstruktion einer isolierten Plattform aus Geröllen) und zum anderen auf Aktuountersuchungen zurückgegriffen. Bei der semiquantitativen Analyse (Kap. 2.3.1) wurden die Komponenten in Gruppen eingeteilt. Dabei wurde zum einen die biologische Systematik und zum anderen eine genetische Verwandtschaft (gemeinsamer Lebensort bzw. Bildungsbereich) der verschiedenen Komponenten berücksichtigt. Die verschiedenen Gruppen und ihre Faziesrelevanz werden im folgenden dargestellt.

Da die Komponenten und Faziestypen dabei direkt den verschiedenen Faziesräumen zugeordnet werden, soll kurz das entwickelte Modell einer Karbonatrampe (Kap. 5.3) erwähnt werden. Die Karbonatrampe wird im folgenden nach BURCHETTE & WRIGHT (1992) in die Bereiche Inner Ramp oberhalb der Schönwetterwellenbasis (FWB, Fair Weather Wave-Base), die Mid Ramp zwischen FWB und Sturmwellenbasis (SWB), und Outer Ramp unterhalb der Sturmwellenbasis gegliedert (Kap. 5.3.).

4.1. Biogene Komponenten

Die in den Proben beobachteten biogenen Komponenten werden in Tab. 3 kurz betreffend ihrer Zugehörigkeit zu verschiedenen Gruppen der semiquantitativen Komponentenanalyse, sowie ihrer Faziesrelevanz dargestellt. Die Foraminiferen und Algen werden aufgrund ihrer wesentlichen Bedeutung als Faziesfossilien getrennt erläutert (Kap. 4.1.1. und 4.1.2.).

4.1.1. Mikroflora - Algen

4.1.1.1. Blau-Grünalgen (Cyanophyta)

Obwohl die Cyanophyta mittlerweile zu den Bakterien gestellt werden, sollen sie hier aufgrund ihrer ähnlichen Eigenschaften mit den Algen behandelt werden; vgl. WRAY (1977: 33ff). Die Cyanobakterien haben als bohrende Organismen eine wichtige Funktion bei der Genese von Rindenkörnern (Bathurst 1958). Nach HÖFLING (1985) können Pilze und Schwämme ähnliche Bohrmuster erzeugen.

Pilze bohren jedoch zur Nahrungsaufnahme bevorzugt in organischen Substraten, während Algen, die aus Schutzgründen bohren, aragonitische Bioklasten bevorzugen. Im Bereich der Inner Ramp beobachtete Algenaggregate sprechen für das Vorhandensein von Cyanobakterien.

Tab. 3: Biogene Komponenten im obersten Apt und Alb (mit Ausnahme der Foraminiferen und Kalkalgen).

Komponenten- gruppe	Komponente	Vorkommen	Literatur
1	Ostrakoden	Inner Ramp bis Outer Ramp	FLÜGEL (1982)
2	Echinodermen – Crinoiden	in der Regel Fragmente, häufig in der Inner Ramp bis in die Mid Ramp, selten in der Outer Ramp Inner Ramp bis proximale Mid Ramp	FLÜGEL (1982)
3	Bryozoen – Cyclostomata – Cheilostomata	Inner Ramp bis proximale Mid Ramp, häufig in der Inner Ramp Inner Ramp bis Mid Ramp, etwas größere Tiefen als Cyclostomata (Taf. 8, Fig. 6)	PHILLIP (1970) FLÜGEL (1982)
4	Brachiopoden – impunktat – punktata	Inner bis proximale Outer Ramp, häufig in mergeligen Mid Ramp-Bereichen, bevorzugt im Inner Ramp-Bereich	FLÜGEL (1982)
5	Mollusken – Gastropoden – Bivalven Ostreen Exogyren Rudisten Pectiniden	bevorzugt in mikritreichen MF-Typen der Inner Ramp Inner Ramp bis Mid Ramp, proximale Mid Ramp Mid Ramp selten in der Inner Ramp Inner Ramp	FLÜGEL (1982), ZIEGLER (1967)
6	Schill (nur Schalenfragmente, die keine Primärstruktur aufweisen)	Inner Ramp bis Mid Ramp	FLÜGEL (1982)
7	Kalkschwämme	nur Fragmente in höherenergetischen MF-Typen der Inner Ramp	MÜLLER (1963), PO-KORNY(1958), HARTMANN & GOREAU (1970, 1975), REITNER (1987)
8	Kieselschwämme	liegen in der Regel als Spicula vor Inner Ramp bis Outer Ramp Apt: lagunäre Bereiche, Mid Ramp und Outer Ramp, Alb: häufig auch in höherenergetischen Inner Ramp-Bereichen	REITNER (1987)
9	Korallen	Haupttriffbildner im obersten Apt, in den bearbeiteten Sedimenten als Klasten in der Inner Ramp, selten solitäre Korallen im Alb	SCHÖLLHORN (1994)
10	Serpeln	Inner Ramp bis Outer Ramp, bevorzugt in der distalen Inner Ramp und der proximalen Mid Ramp (Taf. 8, Fig. 7 u.8)	FLÜGEL (1982)
11	Mikroproblematika – <i>Pienina oblonga</i> BORZA & MISÍK – <i>Tubiphytes</i> sp. MASLOV	Inner bis Mid Ramp	MISÍK (1979), SCHLAGINTWEIT (1991: 28) FLÜGEL (1982)
	Nannoplankton	wenige Coccolithen in der Outer Ramp	FÜCHTBAUER (1988)
12	Bioklasten (alle Komponenten, die keiner anderen Gruppe zugeordnet werden konnten, jedoch eine eindeutige biogene Struktur aufweisen).	häufig in der Inner Ramp bis Mid Ramp selten in der Outer Ramp	FLÜGEL (1982)

4.1.1.2. Dasycladaceen (Chlorophyta) - Komponentengruppe 13

Dasycladaceen treten in verschiedenen Faziestypen der Inner Ramp und seltener der Mid Ramp auf und sind ausnahmslos umgelagert und zerbrochen. In lagunären Inner Ramp-Bereichen können sie die Hauptkomponenten darstellen. Dasycladaceen sind nach FLÜGEL (1982) Indikatoren flachmariner, geschützter Milieus bei durchschnittlich 3 bis 5 m Wassertiefe. Nach SCOFFIN (1987) können geringe Dasycladaceen Anteile auch auf leicht abgeschlossenes Milieu hinweisen. SCHLAGINTWEIT (1991) beschreibt Dasycladaceen in Urgonkalken der nördlichen Kalkalpen sowohl aus den Faziestypen der lagunären, internen Plattformbereiche als auch aus den Plattformsandten. CONRAD & PEYBERNÈS (1976) nehmen ab dem Clansayésien einen Rückzug der Dasycladaceen aus dem "external infralittoral" und dem "circalittoral" in den Bereich des "internal infralittoral" also in den Bereich der inneren Plattform mit randmarinen Bedingungen an.

In einigen Proben tritt *Salpingoporella* sp. (PIA, 1918) (Taf. 3, Fig. 3) zusammen mit Spicula und Ostrakoden in größeren Häufigkeiten auf (Tafel 1, Fig. 3); lagunäres Milieu ist hier anzunehmen (MF-Typ 2a, Kap. 4.6.1.). CONRAD & PEYBERNÈS (1976) beschreiben einige Salpingoporellen aus brackischem Milieu. Seltener tritt auch *Triploporella* sp. STEINMANN, 1880 auf (Tafel 3, Fig. 4).

Acicularia sp. d'ARCHIAC, 1843 (Taf. 8, Fig. 4) zeigt eine größere ökologische Verbreitung als Dasycladaceen. Acicularien sind akzessorisch in Faziestypen von der distalen Mid Ramp bis zur distalen Outer Ramp zu beobachten. Grund hierfür kann die leichtere Verdriftbarkeit der Acicularien sein, da sie als Lebensraum ähnliche Bereiche besiedelt wie die Dasycladaceen.

Boueina sp. TOULA, 1883 (Taf. 8, Fig. 5) in Gesteinen des oberen Barrême bis ins Oberapt (Kalkalpin) wird von SCHLAGINTWEIT (1991) aus Biospariten der äußeren Plattform beschrieben. Die Art wurde ausschließlich umgelagert in den Karbonaten der Inner Ramp beobachtet. In den zeitgleichen Riffkarbonaten des Organyà Beckens tritt die Alge dagegen relativ häufig auf (SCHÖLLHORN, mündl. Mittl.).

4.1.1.3. Prostomata

Die nur selten auftretenden Prostomata wurden bei der semiquantitativen Komponentenanalyse aufgrund der ähnlichen ökologischen Ansprüche den Rotalgen zugeordnet.

Rivularia (ROTH, 1802) kommt nur selten in Lithoklasten der Inner Ramp vor. Vergesellschaftungen von *Lithocodium aggregatum* ELLIOTT, 1956 und *Bacinella irregularis* RADOICIC, 1959 sind selten an Schalenfragmenten im Bereich der Inner Ramp und der proximalen Mid Ramp zu beobachten. Zugehörigkeit dieser Gattungen zu den Schwämmen wird nicht ausgeschlossen (LEINFELDER, 1987). Im Alb treten sie auch in Vergesellschaftung mit *Pseudolithothamnium* sp. auf. Die typischerweise größere Bioklasten inkrustierenden Organismen sind in der Inneren Plattform (SCHLAGINTWEIT, 1991) und im oberen offenen Subtidal (HÖFLING, 1985) kennzeichnend. NEUWEILER & REITNER (1992) geben für *Lithocodium/Bacinella*-Bänke eine bathymetrische Verbreitung vom tieferen Subtidal bis ins flachste Subtidal/Intertidal an, wobei die maximale Tiefe an die photische Zone gebunden ist.

4.1.1.4. Rotalgen (Rhodophyta) - Komponentengruppe 14

Rotalgen treten in den Faziestypen der Inner und Mid Ramp auf. Auch sie sind fast ausnahmslos umgelagert, und vor allem in den Faziestypen der Mid Ramp sind gut gerundete Fragmente die häufigste Variante. Eine Bestimmung der Fragmente war nur in Ausnahmefällen möglich. Unter den Wuchsformen ist jedoch eine Dominanz der articulaten Formen zu beobachten. Die Faziestypen des unteren Alb weisen einige größere inkrustierende Formen auf. Während im Oberapt keine eindeutige Beziehung zu anderen Biogenen erkennbar ist, sind die Rotalgen im Alb häufig mit Spicula assoziiert. Allgemein kann eine deutliche Zunahme der Rotalgen im obersten Oberapt beobachtet werden.

Die Rotalgen spielen ab dem obersten Apt eine wesentliche Rolle beim Aufbau der Rudisten und Korallenriffe in der Umgebung der bearbeiteten Profile (mündl. Mittl. SCHÖLLHORN). Nach SCHLAGINTWEIT (1991) zeigen die Rotalgen ein konträres Verteilungsmuster zu den Grünalgen und im Gegensatz zu diesen eine Präferenz für rezifale Faziestypen. Nach SCHLAGINTWEIT (1991) treten sie bevorzugt in den hochenergetischen Bereichen der externen Plattform auf. In den untersuchten Proben zeigen sie eine eindeutige Vorliebe für höherenergetische Faziesräume (z.B. Sand Shoals). Angaben für die Wassertiefe schwanken in der Literatur. FLÜGEL (1982) gibt 3 bis 5 m Wassertiefe als die häufigste Tiefe an. Insgesamt besiedeln Rotalgen auch etwas tiefere Bereiche als Dasycladaceen.

Zur Faziesanalyse wurden einige Gattungen der Familie Corallinaceae (HARVEY, 1849) herangezogen. Inkrustierende Formen von *Archaeolithothamnium* ROTHPLETZ, 1891 wurden in einigen Faziestypen der Mid Ramp und der Inner Ramp beobachtet und treten sowohl im Oberapt als auch im Alb auf.

Häufige articulate Formen sind *Kymalithon* LEMOINE & EMBERGER, 1967 (Taf. 8, Fig. 2 und 3) und *Agardhiellopsis* LEMOINE, 1965 (Taf. 8, Fig. 1). *Paraphyllum* LEMOINE, 1969 wurde selten beobachtet.

Kymalithon belgium (FOSLIE, 1909) wird von SCHLAGINTWEIT (1991) vor allem in rezifalen Faziestypen beschrieben. Die Alge tritt im Oberapt in der Inner Ramp auf und ist im Bereich der Sand Shoals im Alb von Abella mit *Spicula* vergesellschaftet. *Agardhiellopsis cretacea* LEMOINE, 1965 ist ein Kennzeichen der im Alb häufigen Vimport Fazies (Rifffazies). Sie erscheint weiterhin in den hochenergetischen Bereichen der äußeren Plattform, in Patchriffen sowie im Bereich zwischen Karbonatsandbarren und der eigentlichen Rifffazies (SCHLAGINTWEIT, 1991). *Agardhiellopsis cretacea* LEMOINE tritt nach BOUROLLEC et al. (1979) häufig in karbonatischen Plattformensanden auf. Sie tritt nach SCHLAGINTWEIT (1991) erstmals im obersten Apt auf. In den bearbeiteten Profilen ist die Art nur in den flachmarinen Sand Shoals des Alb bei Abella eindeutig zu bestimmen. Sie ist in eine Kalkschlammfazies oft mit *Spicula* vergesellschaftet.

Fragmente von *Pseudolithothamnium album* PFENDER, 1936 (Tafel 7, Fig. 8) (Familie Squamariaceae HAUCK, 1885) konnten in MF-Typen der Inner und der Mid Ramp beobachtet werden. In den MF-Typen der Sand Shoals im Alb von Abella sind die einzigen Vorkommen größerer inkrustierender Formen erhalten.

Wenige umgelagerte und fragmentierte Exemplare von *Solenopora* sp. DYBOWSKI, 1878 und *Pycnoporidium* YABE & TOYAMA, 1928 (Fam. Solenoporaceae PIA, 1927) wurden mit Dasycladaceen vergesellschaftet in den Faziestypen der Mid Ramp gefunden.

4.1.2. Foraminiferen

Die fast rein benthonische Foraminiferen-Fauna wird im wesentlichen von agglutinierenden Textulariden, agglutinierenden Lituoliden und von Milioliden geprägt. Planktische Foraminiferen sind auch in den MF-Typen der Outer Ramp selten. Nur wenige Arten sind für die biostratigraphische Datierung relevant (Kap. 3.). Bei den meisten Gattungen und Arten handelt es sich um Durchläufer-Formen.

Die taxonomische Zuordnung erfolgte im wesentlichen nach LOEBLICH & TAPPAN (1988). In der Tab. 4 sind die wichtigsten Gattungen der Schichtenfolge von Organyà bzw. der oberen Font Bordonera und der unteren Lluçà Formation zusammengestellt. Die Zuordnung zu den verschiedenen Biotopen der Karbonatrampe erfolgt im Anschluß.

Tab. 4: Systematik der in den Sedimenten beobachteten Foraminiferen (oberstes Apt / Alb). Systematik nach LOEBLICH & TAPPAN (1988).

Unter- ordnung	Überfamilie	Familie	Gattung	In dieser Arbeit bestimmte Arten
Textularina	Spiroplectamminacea	Spiroplectamminidae CUSHMAN, 1927	<i>Spiroplectammina</i> CUSHMAN, 1927	<i>Spiroplectammina</i> sp.
	Textulariaceae	Textulariidae EHRENBURG, 1838	feinagglutinierende, biserielle Gehäuse lassen sich dieser Familie zuordnen.	
		eggeriidae CUSHMAN, 1937	<i>Dorothia</i> PLUMMER, 1931	<i>Dorothia</i> spp.
		Valvulinidae BERTHELIN, 1880	<i>Clavulina</i> D'ORBIGNY, 1826	<i>Clavulina</i> sp.
	Ammodiscacea	Ammodiscidae REUSS, 1862	<i>Glomospira</i> RZEHA, 1885 <i>Glomospirella</i> PLUMMER, 1945	<i>Glomospira</i> sp. <i>Glomospira urgonia</i> ARNAUD-VANNEAU, 1980 <i>Glomospirella</i> sp.
	Lituolacea	Haplophragmoididae MAYNC, 1952	<i>Haplophragmoides</i> CUSHMAN, 1910	<i>Haplophragmoides</i> sp.
		Nautiloculinidae LOEBLICH & TAPPAN, 1985	<i>Nautiloculina</i> MOHLER, 1938	<i>Nautiloculina</i> sp. <i>N. hispanica</i> , PEYBERNES,
		Lituolidae DE BLAINVILLE, 1827	<i>Lituola</i> Lamarck, 1804 <i>Ammobaculites</i> CUSHMAN, 1910	<i>Lituola</i> sp. <i>L. stronguloides</i> ARNAUD-VANNEAU, 1980 <i>Lituola nautiloidea</i> LAMARCK, 1804 <i>Ammobaculites</i> sp.
		Placopsilinidae RHUMBLER, 1913	<i>Placopsilina</i> D'ORBIGNY, 1850 <i>Acruliammina</i> LOEBLICH & TAPPAN, 1946	<i>Placopsilina</i> sp. <i>Acruliammina</i> sp.
	Trochamminacea	Trochamminidae Schwager, 1877	<i>Trochammina</i> Parker & Jones, 1859	<i>Trochammina</i> sp.
	Hormosinacea	Lituotubidae LOEBLICH & TAPPAN, 1984	<i>Trochamminoides</i> CUSHMAN, 1910	<i>Trochamminoides</i> sp.
	Earlandiacea	Earlandiidae CUMMINGS, 1955	cf. <i>Earlandia</i> PLUMMER, 1930	cf. <i>Earlandia</i> sp.
	Loftusiacea	Cyclamminidae MARIE, 1941	<i>Buccicrenata</i> LOEBLICH & TAPPAN, 1949	<i>Buccicrenata hedbergi</i> (MAYNC, 1953)
	Coscinophragmatacea	Coscinophragmatidae THALMANN, 1951	<i>Bdeloidina</i> CARTER, 1877	<i>Bdeloidina cribosa</i> REUSS, 1846
	Ataxophragmiacea	Ataxophragmiidae Schwager 1877	<i>Ataxophragmium</i> Reuss 1860	<i>Ataxophragmium</i> sp.
		Cuneolinidae SAIDOVA, 1981	<i>Sabaudia</i> CHAROLLAIS & BRÖNNIMANN, 1965 <i>Cuneolina</i> D'ORBIGNY, 1839	<i>Sabaudia</i> sp. <i>Sabaudia minuta</i> (HOFKER, 1965) <i>Sabaudia capitata</i> ARNAUD-VANNEAU, 1980 <i>Cuneolina</i> sp.
	Verneuilinacea	Verneuilinidae CUSHMAN, 1911	<i>Gaudryina</i> D'ORBIGNY, IN DE LA SAGRA, 1839 <i>Verneuilina</i> D'ORBIGNY, 1839	<i>Gaudryina</i> sp. <i>Verneuilina</i> sp.
		Tritaxiidae PLOTNIKOVA, 1979	<i>Tritaxia</i> REUSS, 1960	<i>Tritaxia</i> sp. <i>Tritaxia pyramidata</i> , REUSS 1860
	Orbitolinacea	Orbitolinidae Martin, 1890 U'Fam Dictyoconinae, MOULADE, 1965	<i>Simplorbitolina</i> CIRY & RAT, 1953	<i>Simplorbitolina</i> sp. <i>S. manasi</i> SCHROEDER
		U'Fam. Orbitolininae, MARTIN, 1890	<i>Orbitolina</i> D'ORBIGNY, 1850 (Untergattung <i>Mesorbitolina</i> SCHROEDER, 1962)	<i>O. (Mesorbitolina)</i> sp. <i>O. (M.) texana</i> (ROEMER) <i>O. (M.) subconca</i> LEYMERIE
Involutinina		Involutinidae BÜTSCHLI, 1880	<i>Trocholina</i> PAALZOW, 1922	<i>Trocholina</i> sp.
Miliolina	Cornuspiracea	Cornuspiridae, SCHULTZE, 1854	<i>Meandrospira</i> LOEBLICH & TAPPAN, 1946	<i>Meandrospira</i> sp. <i>M. bancilai</i> NEAGU, 1970 <i>M. washitensis</i> LOEBLICH & TAPPAN, 1946

Unter- ordnung	Überfamilie	Familie	Gattung	In dieser Arbeit bestimmte Arten
Miliolina	Miliolacea	Hauerinidae SCHWAGER, 1876	<i>Triloculina</i> D'ORBIGNY, 1826 <i>Sigmollina</i> SCHLUMBERGER, 1887 <i>Quinqueloculina</i> D'ORBIGNY, 1826 <i>Pseudotriloculina</i> CHÉRIF 1970	<i>Triloculina</i> sp. <i>Sigmollina</i> sp. <i>Quinqueloculina</i> spp. <i>Pseudotriloculina</i> spp.
		Miliolidae EHRENBURG, 1839	<i>Pseudonummoloculina</i> CALVEZ, 1986	<i>Pseudonummoloculina</i> sp.
Lagenina	Nodosariacea	Nodosariidae EHRENBURG, 1838	<i>Nodosaria</i> LAMARCK, 1812	<i>Nodosaria</i> spp.
		Vaginulinidae REUSS, 1860	<i>Lenticulina</i> LAMARCK, 1804	<i>Lenticulina</i> spp.
Robertinina	Conorboidacea	Conorboididae Thalmann, 1952	<i>Conorboides</i> HOFKER, 1952	<i>Conorboides</i> sp.
Globigeri- nina	Rotaliporacea	Hedbergellidae LOEBLICH & TAPPAN, 1961	<i>Hedbergella</i> BRÖNNIMANN & BROWN, 1958	<i>Hedbergella</i> sp.
		Rotaliporodae SIGAL, 1958	<i>Ticinella</i> REICHEL, 1950	<i>Ticinella roberti</i> (GANDOLFI, 1942)
Rotalina	Chilostomel- lacea	Gavelinellidae, Hofker, 1956	<i>Gavelinella</i> , BROTZEN, 1942 <i>Gyroidina</i> d'Orbigny 1926	<i>Gavelinella</i> sp. <i>Gyroidina</i> sp.
	Pleurostomel- lacea	Pleurostomellidae REUSS, 1860	<i>Pleurostomella</i> REUSS, 1860	<i>Pleurostomella</i> sp.
	Discorbacea	Bagginidae CUSHMAN, 1927	<i>Valvulineria</i> CUSHMANN, 1926	<i>Valvulineria</i> sp.

Die Foraminiferen wurden für die halbquantitativen Faziesanalyse (Kap. 2.3.1.) in verschiedene Gruppen unterteilt: kalkschalige Foraminiferen und agglutinierende Kleinforaminiferen, Cuneolinidae, grobaggutinierende großwüchsige Foraminiferen (GGF), Orbitolinen, hyalinschalige Foraminiferen (ohne Plankton), Miliolina und planktische Foraminiferen. Zusätzlich wurde der Gesamtgehalt an Foraminiferen abgeschätzt. Im folgenden werden die Gruppen im Bezug auf ihre ökologische Aussagefähigkeit erläutert.

4.1.2.1. Kleinforaminiferen - Komponentengruppe 15

Unter der Komponentengruppe Kleinforaminiferen werden die meisten Gattungen der Textulariina, die Discorbidae, die Pleurostomellidae und nicht differenzierte, trochospirale, agglutinierende Kleinforaminiferen zusammengefaßt.

Nicht differenzierte, trochospirale, agglutinierende Kleinforaminiferen beschreibt ARNAUD-VANNEAU (1979) als kennzeichnend für den Talus urgonischer Riffe und zugehöriger Beckensedimente. In den bearbeiteten Profilen auf der Rampe ist mit zunehmender Tiefe eine Zunahme der trochospiralen Formen gegenüber den biserialen zu beobachten. Sie stellen in den MF-Typen der Outer Ramp bis zu 70 % der Foraminiferenfauna. *Valvulineria* sp. wird ebenfalls mit zunehmender Tiefe häufiger. Insgesamt nimmt der Foraminiferen-Gesamtgehalt allerdings ab der distalen Mid Ramp mit zunehmender Tiefe ab.

Unterordnung Textulariina: Bei der halbquantitativen Analyse der Schliffe wurden die meisten Familien der Textulariina der Gruppe Kleinforaminiferen zugeordnet. Nur die Cuneoliniden, die grobaggutinierenden, großwüchsigen Foraminiferen und die Orbitolinen fallen nicht in diese Gruppe. Die größte Häufigkeit erreichen die Textulariina im Bereich der proximalen Outer Ramp und der distalen Mid Ramp.

Textulariidae und Spiroplectamminidae sind typisch für die distale Mid Ramp und die proximale Outer Ramp, und bis in den Bereich der tieferen Rampe / Becken stellen sie einen großen Teil der feinaggutinierenden Foraminiferen. *Dorothia* sp. ist relativ häufig in den Proben der Mid Ramp und der Outer Ramp-Bereich (Taf. 9, Fig 2). Sie ist nach ARNAUD-VANNEAU (1979) auf den Talus-Bereich der Karbonatplattformen beschränkt. Jedoch werden viele Dorothien-Arten noch aus dem Bathyal beschrieben (z.B. NYONG & OLSSON, 1984).

Clavulina sp., *Trochammina* sp. und *Pleurostomella* sp. konnten nur in Mergelproben der Outer Ramp eindeutig bestimmt werden (Bestimmung S. NOÉ).

Unter den **Ammodiscidae** sind die Gattungen *Glomospira urgonia* (ARNAUD-VANNEAU, 1980) (Taf. 9, Fig. 1) und *Glomospirella* sp. im oberen Oberapt im Bereich der Mid Ramp am häufigsten und von der Inner Ramp bis in den Bereich der Outer Ramp vertreten, wobei die Größe der Exemplare von > 300 µm (Mid Ramp) auf ca. 100 µm (distale Outer Ramp) zurückgeht. Diese Beobachtungen decken sich mit den von ARNAUD-VANNEAU (1979) beschriebenen Häufigkeitsmaxima im Talus und in der Lagune, sowie in den "facies les plus confinées". Doch während ARNAUD-VANNEAU (1979) eine Häufigkeit von bis zu 17 % der Mikrofauna angibt, übersteigt die Häufigkeit der beiden Gattungen auf der Rampe von Organyà ca. 5 % nicht. Außerdem ist sie in den Sand Shoal-Sedimenten des Alb relativ häufig. FERNÁNDEZ-MENDIOLA & GARCÍA-MONDÉJAR (1991) beschreiben *Glomospira* sp. ebenfalls aus flachmarinen Shoals der basko-kantabrischen Unterkreide.

Die **Verneuilinacea** sind insgesamt selten und in den MF-Typen der Mid und der Outer Ramp vorhanden. *Gaudryina* sp. tritt sowohl in den Kalken der Mid Ramp als auch in den Mergeln der Outer Ramp auf. *Verneuilina* sp. und *Tritaxia pyramidata* REUSS 1860 wurden nur in den Mergelproben der Outer Ramp eindeutig nachgewiesen.

Die **Lituolacea** sind vor allem im Bereich der Inner Ramp häufig. Hier können sie bis zu 20 % der agglutinierenden Foraminiferen ausmachen. Die Fauna ist individuenreich aber artenarm. Sie charakterisiert vor allem flachmarine, hochenergetische Bereiche. Charakteristisch für diese Familie ist, daß größere Partikel (bis 20 µm) agglutiniert werden. *Haplophragmoides* sp. ist nach MAGNIEZ & RAT (1972) vor allem im Talus-Bereich zu finden. Die relativ seltene *Nautiloculina* sp. wird von ARNAUD-VANNEAU (1980) der Inneren Plattform zugerechnet. Sie tritt im untersuchten Bereich bevorzugt in den höherenergetischen Faziesräumen der Inner Ramp auf. Die großwüchsigen Arten der Placopsilinae wurden für die semiquantitative Komponentenanalyse in die Gruppe der grobaggglutinierenden, großwüchsigen Foraminiferen GGF gestellt.

4.1.2.2. Grobaggglutinierende, großwüchsige Foraminiferen (GGF) - Komponentengruppe 16

Grobaggglutinierende, großwüchsige Foraminiferen wurden zu einer Gruppe zusammengefaßt, da für sie die Inner Ramp als gemeinsamer Lebensraum anzunehmen ist. Exemplare in MF-Typen der Mid Ramp sind häufig zerbrochen und in der Regel umgelagert. *Placopsilina* sp. ist in den Urgonriffen des Kalkalpins auf höherenergetische, rezifale Faziestypen der äußeren Plattform, die größere Bioklasten als Substrat enthalten, beschränkt. *Acruliammina* sp. findet sich in rezifalen Schuttkalken (SCHLAGINTWEIT, 1991). *Buccicrenata hedbergi* (MAYNC, 1953) ist selten, was auf ihren eingeschränkten Lebensraum im Bereich der äußeren Inneren Plattform (vergleichbar mit Backshoal-Bereichen der Inner Ramp) zurückgeführt werden kann. *Bdelloidina cribosa* REUSS, 1846 ist die häufigste Art dieser Gruppe und vor allem in den MF-Typen der Inner Ramp ein wesentlicher Bestandteil. Die bis zu 4 mm großen, grobaggglutinierten Gehäuse haben Pelloide, Kleinforaminiferen, Bioklasten, Schwammspicula und selten Quarzdetritus agglutiniert. Aragonitrindenzemente im Inneren der Gehäuse kennzeichnen diese Art häufig. Nach SCHLAGINTWEIT (1991) ist *B. cribosa* ein ökologischer Indikator der Streßbiotope der hochenergetischen Schuttfazies der äußeren Plattform. Die sessile Foraminifere wurde nur in Schuttkalken vom Substrat gelöst beobachtet. Sie tritt charakteristischer Weise in der bewegten Inner Ramp Fazies oberhalb der Wellenbasis auf.

4.1.2.3. Fam. Cuneolinidae - Komponentengruppe 17

Die häufigste Art der Cuneolinidae ist *Sabaudia minuta* (HOFKER, 1965). Sie ist charakteristisch für die proximale Mid Ramp. In den MF-Typen der Inner Ramp tritt sie selten auf. In den MF-Typen der Outer Ramp nimmt ihre Häufigkeit mit abnehmender Wellenenergie und zunehmender Tiefe ab. Auffällig ist auch die Abnahme der Gehäusegröße mit zunehmender Tiefe, und zwar von bis zu 350 µm im Bereich der proximalen Mid Ramp auf durchschnittlich 150 µm in der Outer Ramp ab. Nach SCHLAGINTWEIT (1991) kommt *S. minuta* häufig in der Inneren Plattform und gelegentlich im äußeren Talus vor. In einigen Faziestypen sind die Exemplare fragmentiert. Die meisten Faziestypen enthalten jedoch zumindest einige relativ gut erhaltene Individuen, so daß von Parautochthonie im gesamten Bereich der Rampe ausgegangen wird. *S. capitata* ARNAUD-VANNEAU, 1980 ist nur in wenigen Fällen in MF-Typen der Mid oder Inner Ramp eindeutig bestimmbar. Nach ARNAUD-VANNEAU (1979) ist sie im Inneren der Lagune unter anderem unter etwas abnormalen Salinitäten häufiger und im Bereich des Talus selten.

Die großwüchsige *Cuneolina* sp. ist selten; sie kommt vor allem im Bereich der proximalen Mid Ramp vor. FERNÁNDEZ-MENDIOLA & GARCÍA-MONDÉJAR (1991) beschreiben Cuneolinen aus sehr flachmarinen Sedimenten des oberen Apt.

4.1.2.4. Fam. Orbitolinidae MARTIN, 1890 - Komponentengruppe 18

Diese für das Urgon typische Familie tritt in den MF-Typen der homoklinalen Karbonatrampe nur sehr selten auf, und fast alle Exemplare sind gerundet und umgelagert. Die Unterfamilie Dictyoconinae ist im Alb (Lluçà Formation) in mergeligen MF-Typen der proximalen Rampe mit der Gattung *Simplorbitolina* sp. und mit *Simplorbitolina manasi* SCHROEDER (Taf. 9, Fig. 5) in ausgewaschenen Sedimenten vertreten. Im obersten Apt (Font Bordonera Formation) tritt *Simplorbitolina* sp. selten in den Inner Ramp-Bereichen auf. Die Unterfamilie Orbitolininae mit der Gattung *Orbitolina* (*Mesorbitolina*) sp. ist in der oberen Font Bordonera Formation auf wenige gerundete Exemplare in den MF-Typen der Inner Ramp beschränkt. In der Senyús Formation und der unteren Font Bordonera Formation kann sie im Bereich der Mid Ramp gesteinsbildend auftreten. SCHÖLLHORN (1994) beschreibt sie häufig an der Basis von Rifffunkomen. Während die Dictyoconinae nach SCHLAGINTWEIT (1991) eine starke Faziesbindung an die MF-Typen der Inneren Plattform mit geringem bis fehlendem siliziklastischen Einfluß zeigen, weisen die Orbitolininae eine wesentlich geringere Fazies-Sensibilität auf und können sowohl Biogendetritus als auch Mineralkörner in ihre Gehäuse einbauen.

4.1.2.5. Benthische hyalinschalige Foraminiferen - Komponentengruppe 19

Da hyalinschalige Foraminiferen insgesamt selten sind, wurden sie nicht weiter unterschieden. Folgende Gattungen wurden beobachtet:

Unterordnung Involutinina: Die Involutinidae sind mit *Trocholina* sp. (Fam. Involutinidae) vertreten. Diese ist in allen Fazieszonen von der Inner Ramp bis in die Outer Ramp selten, wurde aber bevorzugt im Bereich der Mid Ramp beobachtet. Sie ist nach ARNAUD-VANNEAU (1979) an der äußeren Grenze der Plattform häufig, jedoch auch im Talus-Bereich vorhanden.

Ordnung Lagenina: *Nodosaria* sp. (Taf. 9, Fig. 8) tritt bevorzugt im Bereich der Mid Ramp auf und fehlt in der Regel in den Faziestypen der Outer Ramp, während *Lenticulina* sp. in der Outer Ramp bevorzugt vorkommt. Beide Gattungen sind insgesamt selten. ARNAUD-VANNEAU (1979) beschreibt *Lenticulina* sp. als typisch für den Bereich Talus und Becken, wobei aber einige Formen auch am Plattformrand vorkommen.

4.1.2.6. Ordnung Miliolina - Komponentengruppe 20

Die Miliolina wurden aufgrund ihrer insgesamt geringen Häufigkeit zu einer Komponentengruppe zusammengefaßt. Trotzdem sollen hier kurz die unterschiedlichen Lebensräume der verschiedenen Familien dargestellt werden.

Die Meandrosiren wurden in den Fazieszonen Inner bis Outer Ramp beobachtet, wobei ihr Häufigkeitsmaxima in der proximalen Mid Ramp liegt. Auf der Outer Ramp sind sie selten und treten nur mit sehr kleinen Exemplaren auf.

Miliolacea sind in fast allen Schichten, jedoch in der Regel in geringer Häufigkeit, vorhanden. Auffällig ist das völlige Fehlen größerer Exemplare; die maximale Größe liegt bei 500 µm und sie erreichen eine Durchschnittsgröße von 300 µm, im Bereich der Outer Ramp sogar nicht mehr als 150 µm.

Am häufigsten ist *Quinqueloculina* sp. (Taf. 9, Fig. 6). Im Bereich der Inner Ramp und der Mid Ramp treten neben mikrogranularen Formen auch Exemplare mit einer zweiten agglutinierten Schale auf (Taf. 10, Fig. 4; vergl. HÖFLING, 1985). Im Bereich der Outer Ramp sind nur noch rein porzellanschalige Arten mit Textulariiden und trochospiralen, agglutinierenden Kleinforaminiferen vergesellschaftet. In lagunären Milieus sind sie mit Dasycladaceen vergesellschaftet. Allgemein werden Miliiden den inneren (Schelf-) Plattformbereichen zugeordnet (SLITER & BAKER, 1972). Die besiedelten Tiefen hängen dabei von der Wassertiefe ab, wobei das Faunenmaximum in wenigen 10er-Metern Wassertiefe liegt. ARNAUD-VANNEAU (1979) beschreibt eine Beschränkung der größeren Arten auf den Inneren Plattform-Bereich.

4.1.2.7. Planktische Foraminiferen - Komponentengruppe 21

Planktische Foraminiferen sind ausgesprochen selten; selbst in den Bereichen der Outer Ramp stellen sie keine nennenswerte Fraktion. Im Apt tritt nur sehr selten *Hedbergella* sp. (Taf. 9, Fig. 7) auf. Zumindest im Profil Montanisell werden zeitweise Offshore-Bedingungen erreicht, die das Vorkommen von Plankton fördern sollten. Bis in den Bereich des unteren Oberapt sind Hedbergellen häufig im Bereich der Mid Ramp und der Outer Ramp, jedoch treten auch hier nur im Oberflächenwasser lebende, ungekielte Arten auf (SCHWENKE, 1993). Der Grund für das Fehlen ist möglicherweise im Abschluß des Organyà Beckens von der Tethys zu suchen. Im Alb nimmt der Anteil an planktischen Foraminiferen wieder etwas zu und in einigen Proben konnte *Ticinella roberti* (GANDOLFI) beobachtet werden (Taf. 9, Fig. 9).

4.1.3. Zusammenfassung: Biogene Komponenten

Die Analyse der Faziesindikatoren der im untersuchten Material beobachteten Organismengruppen hat mehrere Punkte verdeutlicht:

- Die Mehrzahl der biogenen Komponenten können bestimmten Faziesbereichen zugeordnet werden. Milieubeschreibungen kretazischer Karbonatplattformen (z.B. ARNAUD, 1981, ARNAUD-VANNEAU, 1979, SCHLAGINTWEIT, 1991) können für die Rampe nicht übernommen werden. Die vorgenommenen Untersuchungen lassen aber gemeinsam mit diesen Beschreibungen eine gute Gliederung der Faunenverteilung für die Rampe zu.
- Stratigraphisch relevante Organismen fehlen fast vollständig oder sind infolge schlechter Erhaltung nicht auf Artenebene bestimmbar (z.B. Hedbergellen und Coccolithen).
- Die Faunendiversität ist insgesamt gering.
- Die Faunenzusammensetzung wird von Organismen bestimmt, die höhere "Einträge" von Kalkschlamm vertragen und an sandig-tonige Böden angepaßt sind.
- Die Faunen können bezüglich der halbquantitativen Analyse in sinnvolle Gruppen gegliedert werden, die einen kausalen Zusammenhang haben.

Verteilung der Foraminiferen auf der Karbonatrampe von Organyà

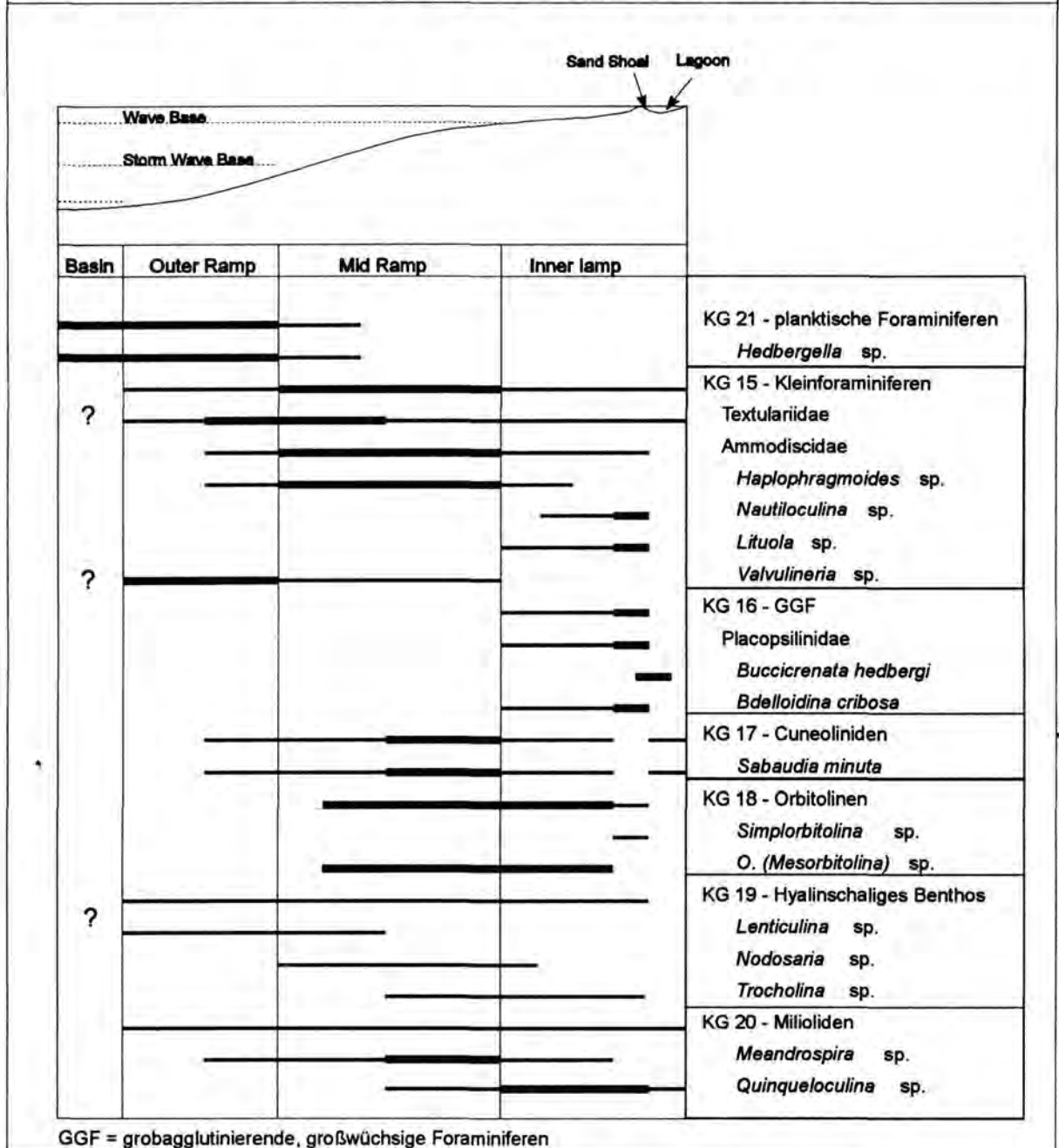


Abb. 7: Verteilung der Foraminiferen auf der Karbonatrampe von Organyà im oberen Oberapt und unteren Alb. In der Darstellung sind die Foraminiferen entsprechend den im Text erläuterten Komponentengruppen gegliedert. Die verschiedenen Balkendicken geben die unterschiedliche Häufigkeiten von selten (fein) bis häufig (dick) an.

Die Faunenvergesellschaftung zeigt die für die homoklinale Rampe typischen fließenden Übergänge zwischen den verschiedenen Faziesräumen. Vor allem in bezug auf Wellenenergie sind klare Abgrenzungen schwieriger zu treffen als auf Karbonatplattformen. Die Faunenvergesellschaftung spiegelt alle Übergänge von flachen, hochenergetischen bis in tiefere, ruhige Bereiche der Rampe wider. Auffällig ist das fast vollständige Fehlen (mit Ausnahme weniger Hedbergellen) planktischer

Komponentenverteilung auf der Karbonatrampe von Organyà

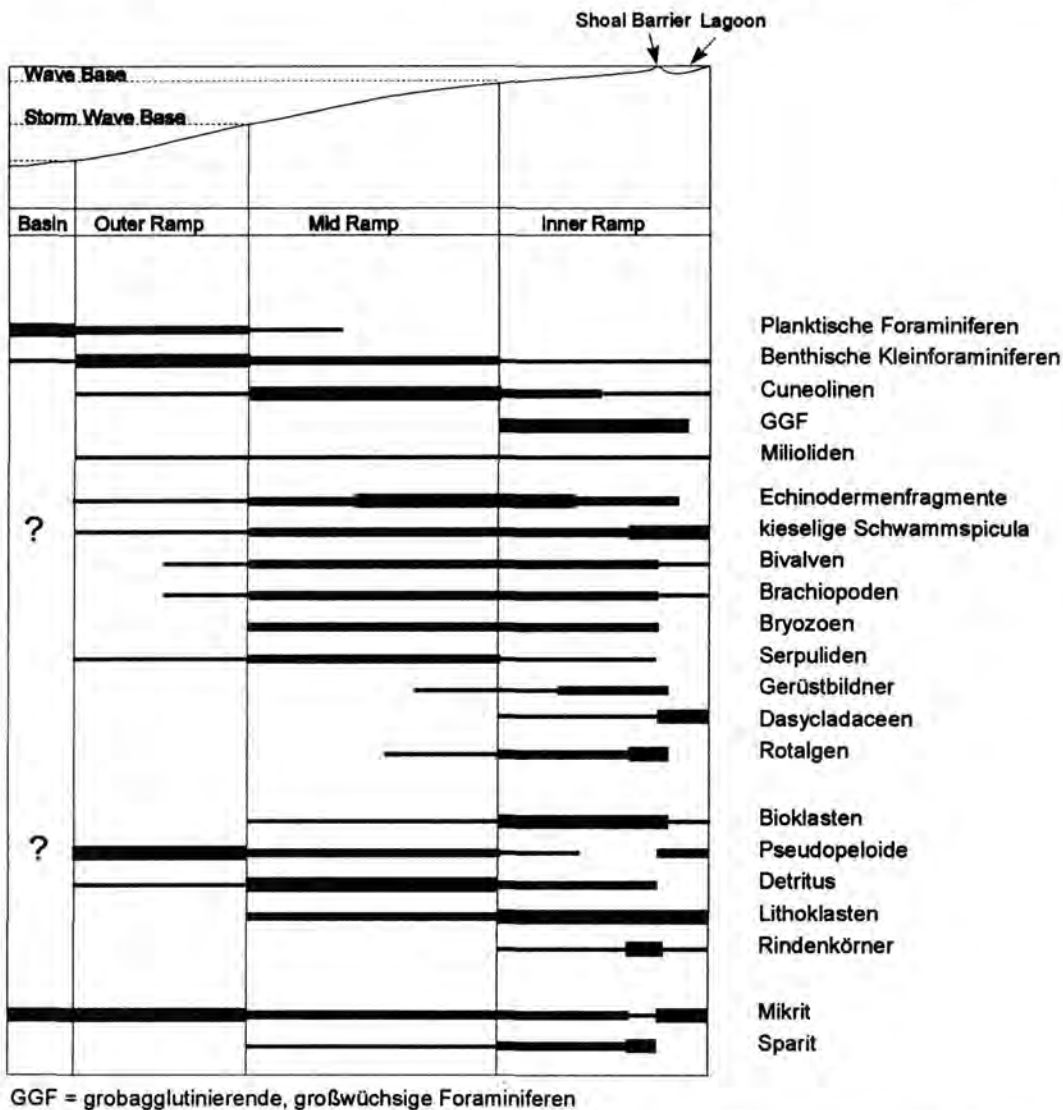


Abb. 8: Verteilung der Komponenten und Verbreitung der Grundmasse-Typen auf der Karbonatrampe von Organyà im oberen Oberapt und unteren Alb. Die Balkenstärke gibt die unterschiedlichen Häufigkeiten von selten (fein) bis häufig (dick) an.

Organismen im oberen Oberapt (Font Bordonera Formation). Die tiefere Rampe sollte aber durchaus im Einflußbereich der planktischen Organismen gelegen haben. SCHWENKE (1993) beschreibt Hedbergellen im unteren Oberapt des Organyà Beckens. Auch in den Sedimenten des Alb treten planktische Organismen (*Ticinella* sp. und Ammoniten) auf. Eine Abschnürung des Beckens während des oberen Oberapt scheint hier als Erklärung naheliegend.

Die Verbreitung der Organismengruppen läßt sich auf der homoklinalen Rampe relativ gut eingrenzen (Abb. 7 und 8). Korallen, Gastropoden, Kalkschwämme, Orbitolinen und grobaggutinierende, großwüchsige Foraminiferen finden sich in den höherenergetischen Bereichen der Inner Ramp. Dasycladaceen sind auf ruhige Back-Shoal-Bereiche der Karbonatrampe beschränkt. Rotalgen, Bryozoen, Echinodermen, Serpeln, Bivalven und Brachiopoden bevorzugen die flachen, höherenergetischen Bereiche und die zumindest zeitweise bewegten Bereiche auf der proximalen Mid Ramp. Echinodermen und Brachiopoden reichen dabei in etwas tiefere Bereiche hinein. Kleinforaminiferen sind in

der distalen Mid Ramp und der Outer Ramp die dominante Organismengruppe, wobei der Anteil der Kalkschaler mit zunehmender Tiefe zunimmt. Miliolide und hyalinschalige Foraminiferen sind bevorzugt in niedrigerenergetischen Bereichen zu beobachten, d.h. in der distalen Mid Ramp, in der proximalen Outer Ramp und in strömungsgeschützten Bereichen auf der Mid und Inner Ramp. Die Kieselschwamm-Vorkommen differieren stark in den verschiedenen Zeitabschnitten. Im obersten Apt sind sie vor allem für niedrigerenergetische, kalkschlammreiche Milieus in den tieferliegenden Faziesbereichen der Rampe typisch und bis in die tiefste Outer Ramp zu beobachten. Während des unteren Alb dagegen bilden sie ein wichtiges Element der bewegten flachmarinen Bereiche und kommen auch als Riffbildner vor.

4.2. Abiogene Komponenten

Die abiogenen Komponenten werden in Tab. 5 kurz erläutert und den verschiedenen Komponentengruppen sowie Fazieszonen zugeordnet.

Tab. 5: Zusammenstellung der verschiedenen abiogenen Komponenten und ihrer Verteilung auf der Karbonatrampe von Organyà. KG = Komponentengruppe.

KG	Komponente	Vorkommen und Definition	Literatur
21	Peloide – Pseudopeloide – Bahamit-Peloide – Pelletioide – Pellets	Inner Ramp bis Outer Ramp, stellen bis 50 % der Komponenten, Durchmesser: 20 bis 300 µm Inner bis Outer Ramp, sehr häufig in der Mid Ramp, Durchmesser: 20 bis 100 µm, entsprechen "small intraclasts" nach WILSON (1975) und entstehen durch Aufarbeitung von Kalkschlamm infolge schwacher Bodenströmung. Inner Ramp bis Mid Ramp Inner Ramp bis proximale Outer Ramp Inner Ramp bis Outer Ramp	FLÜGEL (1982) FAHRAEUS et al (1974: 27)
22	Detritus	Inner Ramp bis Outer Ramp, dabei abnehmende Korngröße, stellen bis 40 % der Komponenten der Mid Ramp gerundete sparitische Komponenten, die keiner anderen Komponentengruppe zugeordnet werden können	FLÜGEL (1982)
23	Mikritische Intraklasten – Mikritklasten – Aggregatkörner	Inner Ramp bis Mid Ramp, häufig in der Inner Ramp Inner Ramp, höherenergetisch, 200 µm bis 1 cm, unterscheiden sich von Pseudopeloiden durch Korngröße und scharfe Korngrenzen. Inner Ramp 300 bis 600 µm	FLÜGEL (1982)
24	Sparitische Intraklasten	Inner Ramp bis proximale Mid Ramp, häufiger in höherenergetischen Bereichen, bis mehrere cm groß Sparitische Intraklasten beinhalten oft kleinere Komponenten (im Unterschied zu Detritus).	FLÜGEL (1982)
25	Rindenkörner	Inner Ramp bis proximale Mid Ramp, bevorzugt in höherenergetischen MF-Typen. Obwohl eine Zuordnung der Rindenkörner in die photische Zone unsicher ist, wird hier von einer relativ flachmarinen Bildung dieser Komponenten ausgegangen. Hierfür spricht die Vergesellschaftung mit flachmarinen Organismen und ihre häufige Bindung an höherenergetische Faziestypen.	FLÜGEL (1982),
	Black Pebbles	Inner Ramp. Dunkelgefärbte, kalkige Mikritklasten zeigen Auftauchbereiche in der Nähe an. Sie stellen Extraklasten dar.	SEYFRIED (1980) BECHSTÄDT (1975)
26	Extraklasten	Inner Ramp bis Outer Ramp; insgesamt selten. Die Extraklasten beinhalten alle detritischen nicht karbonatischen Klasten, die keine eigene Komponentengruppe bilden und alle eindeutig extern entstandenen Karbonatklasten; ferner detritische Quarze, Feldspäte, etc.	FLÜGEL (1982) KAP. 4.3.
27	Glaukonit	Inner Ramp bis Outer Ramp, häufiger in der Outer Ramp	s. Kap. 4.3.5.
28	Pyrit und Limonit	Inner Ramp bis Outer Ramp, bevorzugt in mikritreichen MF-Typen.	s. Kap. 4.3.6.

4.3. Terrigene Komponenten und authigene Minerale

Im Referenzprofil Cabó wurde der Karbonatgehalt kalkiger und mergeliger Proben bestimmt. Er schwankt von 73 bis 97 % (Anhang V.). Zusätzlich zur Dünnschliffauswertung wurden über das ganze Profil in größeren Abständen röntgendiffraktometrische Untersuchungen durchgeführt (Anhang VI.I.). Aus dem Profil Montanisell (Kap. 7) wurden weitere Proben röntgendiffraktometrisch untersucht (Anhang VI.II.).

Die Untersuchungen zeigen, daß der größte Teil des unlöslichen Rückstands (IR, 4 bis 27 %) aus Quarz besteht. Die Dünnschliffauswertung ergibt, daß auch Glaukonit und Pyrit vorkommen, die aufgrund ihrer niedrigen Kristallinität im Röntgendiffraktometer schlecht nachzuweisen sind. Tonminerale sind in einigen Proben in größerer Menge vorhanden. Feldspäte sind in vielen Proben in geringer Menge vorhanden, untergeordnet treten auch feinkörnige Schwerminerale ($< 20 \mu\text{m}$) auf.

Da einige der nicht-karbonatischen Komponenten sowohl terrigen als auch authigen vorkommen können und eine eindeutige Unterscheidung nicht immer möglich ist, sollen sie hier gemeinsam behandelt werden.

4.3.1. Quarz

Quarz kommt sowohl in terrigener als auch in authigener Form häufig vor.

Detritischer Quarz: Die Röntgendiffraktometer-Aufnahmen zeigen einen deutlich erhöhten Gehalt an kristallinem Quarz in den mergeligen Faziestypen der lagunären Inner Ramp, der distalen Mid Ramp und der Outer Ramp. Die Schiffe zeigen in diesen Fazieszonen feinstkörnigen, 10 bis 20 μm großen, statistisch in der Matrix verteilten Quarz. Kornform und Verteilung in der Matrix sprechen für einen detritischen Ursprung dieser Quarzkörnchen. In den Fazieszonen Inner und Mid Ramp können selten größere (bis 100 μm), gerundete bis eckige, detritische Quarzkörner auftreten. Der detritische Quarz ist auf fluviatilen Eintrag aus Küstengebieten zurückzuführen, die feinstkörnigen Partikel können auch äolisch verfrachtet worden sein.

Authigener Quarz tritt am häufigsten in Form von Opal vor allem in Echinodermenfragmenten auf. Kristalliner Quarz und Chalcedon (Tafel 10, Fig. 7 und 8) sind in Brachiopoden-, Austern- und Bryozoenfragmenten zu beobachten, wobei kristalliner Quarz in Faziestypen der Inner Ramp und der proximalen Mid Ramp relativ häufig sein kann. Bipyramidale Quarze sind selten und fast immer an Niedrig-Mg-Calcit (LMC)-Komponenten gebunden. Nur geringe Tendenz zur Verkieselung zeigen Foraminiferen, Ostrakoden, primär aragonitische Molluskenschalen und Kalkalgen.

Die Kieselsäure stammt aus gelösten Schwammspicula und Radiolarien. Nach SIEVER (1962) wird Kieselsäure von organischer Substanz absorbiert und dadurch ausgeflockt. Dies würde für einen frühdiagenetischen Beginn der Verkieselung sprechen. Nach DAPPLES (1967) werden Bryozoen, Brachiopoden und Korallen bevorzugt verkieselt. Diese Reihenfolge läßt sich nach NEWELL et al. (1953) wie folgt fortsetzen: Mollusken, Echinodermen, Foraminiferen, Kalkschwämme und Dasycladaceen. Nach FÜCHTBAUER (1988) wird die Reihenfolge teilweise von der Löslichkeit der verschiedenen Kalkschalen zur Zeit der SiO_2 -Zufuhr bestimmt und könnte daher ein wichtiges Diagenesemerkmal sein. Die Bevorzugung von primär LMC-Komponenten (Austern, Brachiopoden, Serpuliden) vor primär Hoch-Mg-Calcit (HMC)-Komponenten (Foraminiferen) weist auf eine Verkieselung im Anschluß an die diagenetische Umwandlung von HMC in LMC hin. Da aber auch Bryozoen und Echinodermen von der Verkieselung betroffen sind, ist anzunehmen, daß die Umwandlung in LMC noch nicht vollständig abgeschlossen war. In Environments der Outer Ramp sind Verkieselungen von Foraminiferen (oft von Milioliden) häufiger zu beobachten. Primär aragonitische Schalen und Kalkalgen zeigen nur eine sehr geringe Tendenz zur Verkieselung. Die Verkieselung hat also nach der Aragonitlösung stattge-

funden. Die Verkieselung von drusigen Zementen (Taf. 10, Fig 7) in Klüften ist auf spätdiagenetische Ereignisse zurückzuführen.

4.3.2. Feldspäte

Authigene Feldspatbildung kommt nur in untergeordnetem Maße vor. Die röntgendiffraktometrischen Aufnahmen der Proben von Profil Cabó zeigen, daß in fast allen Fällen unterschiedliche Mengen an Feldspäten vorkommen. Das Spektrum der Feldspäte setzt sich vorwiegend aus Albit, untergeordnet aus Mikroklin und Orthoklas zusammen. Die Cathodolumineszenz zeigt blau lumineszierende Kristalle $< 10 \mu\text{m}$ (Albite), die statistisch verteilt sind. Diese Lumineszenz spricht nach FÜCHTBAUER (1988) für detritischen Albit. Die Röntgendiffraktometer-Aufnahmen weisen auf die Hochtemperatur-Modifikation hin, die ebenfalls für detritischen Ursprung spricht.

4.3.3. Tonminerale

Die Tonminerale setzen sich aus Kaolinit, Chlorit, Illit und Smektit (Montmorillonit) zusammen.

Kaolinit ist mit Abstand das häufigste Tonmineral und läßt sich im Röntgendiffraktometer in fast allen Proben der Outer Ramp und Mid Ramp nachweisen, in karbonatfreien Proben sogar bis in die Inner Ramp. Chlorit ist nur in wenigen Proben eindeutig nachzuweisen. Diese Proben liegen im Bereich der Outer Ramp oder der distalen Mid Ramp. Auffällig ist ein Häufigkeitsmaximum von Chlorit im mittleren Abschnitt von Profil Cabó. Smektit und Illit können fast nur in karbonatfreien Proben nachgewiesen werden (Anhang VI). Sie sind aber in allen auf diese Art untersuchten Proben vorhanden, was auf untergeordnetes Vorkommen in allen Fazieszonen hinweist. Das Fehlen von Chlorit in den röntgendiffraktometrisch untersuchten Proben des unlöslichen Rückstands (IR) wird auf Veränderung dieser Tonminerale bei der Karbonatlösung mit Essigsäure zurückgeführt. Eine eindeutige Aussage über die Chloritverteilung ist folglich nicht möglich. Eine IR-Probe enthält außerdem Muskovit.

Rasterelektronenmikroskopische Aufnahmen zeigen, daß die Tonminerale als "Häute" die Karbonatkristalle (Mikrit und Mikrosparit, Taf. 11, Fig. 3) umgeben. Dies wird auf diagenetische Verdrängung der Tonminerale während der Umwandlung des primär aragonitischen Mikrits in gröbere Calcitkristalle (Neomorphismus, Kap. 4.4.1.3.) zurückgeführt. Al-, Si- und Fe-Mappings mit der WDX zeigen eine ungleichmäßige Verteilung dieser im wesentlichen an Tonminerale gebundenen Elemente in der Grundmasse.

Es läßt sich nur schwer klären, ob die Tonminerale authigenen oder detritischen Ursprungs sind. Im Bereich von Tonmineralbildungen in Karbonaten existieren erst wenige Arbeiten (WEAVER, 1989). Das Vorkommen von sowohl detritischen Feldspäten als auch detritischen Quarzen deutet auf zumindest partiell terrigenen Ursprung der Tonminerale hin.

Kaolinit kann aus primären Aluminosilikaten bei der Verwitterung magmatischer Gesteine und bei der Bodenbildung infolge starker Auslaugung von Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^{+} und K^{+} entstehen. Voraussetzungen sind Niederschlagsmengen, die die Verdunstung überschreiten, und niedrige pH-Werte. Kaolinitfällung aus Porenlösungen ist vor allem aus Sandsteinen bekannt. Kaolinit entsteht hier entweder aus gelöstem Quarz oder Feldspat, kann sich aber auch aus Muskoviten oder Chloriten bilden (WEAVER, 1989). Für alle diese Bildungen sind niedrige pH-Werte erforderlich, was in den vorliegenden Karbonaten jedoch nur partiell bei Anwesenheit von organischen Material möglich war. Kaolinitminerale entstehen nach WEAVER (1989) bevorzugt aus der Zersetzung Feldspat-führender Silikatgesteine unter Einfluß hydrothermalen Lösungen oder infolge tropischer und subtropischer Verwitterung. Insgesamt ist in den vorliegenden Gesteinen der Karbonatrampe ein detritischer Eintrag ins Karbonatsystem wahrscheinlicher als eine authigene Kaolinitbildung.

Chlorit ist unter Verwitterungsbedingungen weitgehend stabil und kann sich aus Smektiten unter ausreichender Mg-Zufuhr sowohl früh- als auch spätdiagenetisch bilden (FÜCHTBAUER, 1988:190). Chlorite bilden sich vermutlich frühdiaagenetisch im "mixed seawater-freshwater" System (SUCHECKI, 1984, aus WEAVER, 1989) und im Deep Burial u.a. aus authigenen Kaoliniten, (DAHL, 1984, aus WEAVER, 1989: 543). Fe-reiche Chlorite können bei der Verwitterung aus Biotiten entstehen oder während der Diagenese aus Kaolinit gebildet werden (WEAVER, 1989: 549, 541). Nach DECONINCK (1993) entstehen Chlorite in Karbonaten häufig spätdiaagenetisch aus Smektiten. Im Verlauf der Diagenese und Anchimetamorphose entstehen Abfolgen verschiedener Tonmineralbildungen. Mit zunehmender Versenkungstiefe werden Kaolinit, Illit, Illit/Smektit und schließlich Chlorit in Tiefen > 3000 m gebildet, wobei ein hoher pH-Wert und eine relativ hohe Mg- und/oder Fe-Konzentration erforderlich sind.

Für die vorliegenden Sedimente wird eine Kombination aus detritischen und spätdiaagenetisch aus Kaolinit gebildeten Chloriten vermutet.

Illite entstehen bei der kontinentalen Verwitterung von Feldspäten, Glimmern und möglicherweise von vulkanischen Gesteinen. Illite werden direkt aus Porenlösungen unter niedrigen und hohen (hydrothermalen) Temperaturen abgeschieden und können sich aus Smektiten und Smektit/Illit-Wechselagerungsmineralen im Deep Burial bilden (WEAVER, 1989: 44). DECONINCK (1993) konnte das bevorzugte Auftreten von Illiten in mergeligen, tiefermarinen Bänken nachweisen.

Smektit: Montmorillonite entstehen aus einer Vielzahl verschiedener Materialien (vulkanische Gläser, Glimmer, Feldspäte, Hornblenden etc.) und unter verschiedenen Milieubedingungen (marin, lakustrin, Bodenbildungen, hydrothermal). Die wichtigste Voraussetzung, eine nicht aggressive chemische Verwitterung, ist während der kontinentalen Verwitterung (Bodenbildung) bei hohen pH-Werten und geringen Niederschlagsmengen (< Verdunstung) erfüllt. Authigene Smektit-Bildungen im rezenten Pazifik werden im wesentlichen auf Basaltverwitterung zurückgeführt (WEAVER, 1989). In der Kreide spielte die Montmorillonit-Bildung aus vulkanischen Aschen (Tufflagen) eine große Rolle. Im vorliegenden Sedimentationsraum ist der Eintrag von Smektiten aus kontinentaler Verwitterung oder aus vulkanischen Aschen möglich. Gegen vulkanische Aschen spricht allerdings, daß die Smektiten in allem IR-Proben nachgewiesen wurden, also nicht zeitlich begrenzt auftreten. Authigene Bildung ist aufgrund der fehlenden Primärminerale im System unwahrscheinlich.

4.3.4. Tonminerale und Klima

Insgesamt kann von einer vorwiegend detritischen Bildung der Tonminerale ausgegangen werden. In der in Westeuropa während der Unterkreide abgelagerten kontinentalen Wealdenfazies entstanden unter fluviatil-lakustrinen Bedingungen Kaolinit- und Illit-reiche Gesteine. Warm-humides Klima führte in aufgetauchten Bereichen zur Bildung von Kaolinit und Bauxit. Montmorillonite fehlen in diesen Bereichen (WEAVER, 1989). In Flachwasserkarbonaten der Urgonfazies beschreiben CHAMLEY & MASSE (1975, aus WEAVER, 1989) und PORTHULT (1979, aus WEAVER, 1989) Tonmineralvergesellschaftungen, die Kaolinit, reichlich Montmorillonite und geringere Mengen von Illit, Chlorit und Illit-Montmorillonit-Wechselagerungsmineralen enthalten. Gemäßigtere Verwitterungsbedingungen werden für diese Tonmineralvergesellschaftungen angenommen. Nimmt man Eintrag des Montmorillonits mit vulkanischen Aschen an, ergibt sich eine Montmorillonit-arme Kaolinit-Chlorit-Tonmineralvergesellschaftung, die ein warm-humides Klima charakterisiert. Dieses würde gut mit dem von RAT (1989) für die iberische Kreide beschriebenen "wet subtropical Urgonian climate" übereinstimmen. Nimmt man für die Montmorillonitbildung dagegen Verwitterung in umliegenden Landbereichen an, wie für die vorliegenden Sedimente angenommen wird, ist ein weniger humides Klima wahrscheinlicher. Smektit-reichere Kalklagen in Kalk-Mergel-Wechselfolgen sind in der Kreide häufig mit einem trockenerem Klima an Land assoziiert (CHAMLEY, 1989).

TONMINERALE UND MEERESSPIEGELSCHWANKUNGEN

DECONINCK (1993) konnte eine Abhängigkeit der Tonmineralvergesellschaftungen von Meeresspiegelschwankungen 3. Ordnung nachweisen. Er bringt hohe Illitgehalte mit Meeresspiegelniedrigständen (Sequenzgrenzen) in Verbindung, da hier intensive Verwitterung in terrestrischen Bereichen stattfindet. Hohe Kaolinitgehalte dagegen kennzeichnen Transgressive Systems Tracts, da dann infolge Faziesverschiebungen Kaolinit in flachmarinen Bereichen aufgearbeitet wird.

4.3.5. Glaukonit

Glaukonit ist in allen Profilen in vielen Proben vorhanden. Er tritt authigen häufig in biogenen Komponenten (vorzugsweise von Foraminiferenkammern, untergeordnet in Bryozoen oder Echinodermenfragmenten) oder Lithoklasten auf. Maximal stellt er 3 % des Sediments. Außer diesen authigenen Vorkommen sind im Bereich der Mid Ramp auch gerundete detritische Körner zu beobachten. Glaukonit kommt von der Inner Ramp bis in die Outer Ramp vor und ist in Proben mit sparitischer oder mikrosparitischer Grundmasse am häufigsten. In allen Profilen ist zu bestimmten Zeiten, unabhängig von der Fazies, ein erhöhter Glaukonitgehalt feststellbar; solche Glaukonitintervalle lassen sich gut miteinander korrelieren. Eine geringe Bevorzugung bathymetrisch tieferer Faziestypen wird beobachtet. Der Glaukonitgehalt nimmt in den Profilen nach oben geringfügig ab, authigener Glaukonit ist aber weiterhin vorhanden.

Glaukonit ist als eines der wenigen faziesabhängigen Tonminerale an bestimmte marine Sedimentationsräume gebunden (HEIM, 1990). Nach ODIN & MATTER (1981) bildet sich Glaukonit in Wassertiefen von 50 bis 500 m und bevorzugt im Schelfbereich zwischen 200 und 300 m. Glaukonitbildung ist unter verschiedenen Bedingungen möglich. Glaukonite werden bevorzugt gebildet bei Vorhandensein von organischem Material, in wenig bewegtem Flachwasser bis 200 m Tiefe, bei tropischen Wassertemperaturen und geringen Sedimentationsraten. Andere Autoren beschreiben Glaukonitvorkommen bis in 2000 m Wassertiefe (WEAVER, 1989). Glaukonit ist häufig an Diskordanzen gebunden und wird während Transgressionen in weiten Schelfgebieten gebildet. Nach ARNAUD-VANNEAU & ARNAUD (1990: 214) ist Glaukonit auf dem karbonatischen Schelf des Hauterives und Unterapts im Schweizer und Französischen Jura in der transgressiven Fazies besonders häufig. Der Anstieg des Glaukonitgehalts während Transgressionen kann durch verlangsamte Sedimentation in tieferen Bereichen erklärt werden. In den bearbeiteten Proben spiegelt sich keine Bindung erhöhter Glaukonitgehalte an transgressive Phasen wider.

Insgesamt ist für die vorliegenden Glaukonite eine relativ flachmarine Bildung nicht auszuschließen, was mit authigener Bildung in flachmarinen Organismengehäusen belegt werden kann.

4.3.6. Pyrit und Fe-Oxide, -Hydroxide

Pyrit tritt häufig in Fossilschalen und an Stylolithen auf. Lokal ist er dispers verteilt. Mergelige MF-Typen der Outer Ramp und Mid Ramp enthalten durchschnittlich mehr Pyrit als ausgewaschene MF-Typen der flachmarinen Bereiche. Rasterelektronenmikroskopische Aufnahmen zeigen, daß der Pyrit häufig in Form von Framboiden vorliegt. Seltener sind Pyrit-Pseudomorphosen nach Calcit- oder Dolomitmikristallen. Die Pyrite enthalten häufig keinen Schwefel mehr (EDAX-Analysen); sie sind also mittlerweile in Fe-Oxide umgewandelt. Nach BERNER (1981) beginnt die Pyrit Bildung schon frühdiagenetisch in den obersten Metern des Sediments, wobei desulfurierende Bakterien S^{2-} und H_2S bereitstellen.

4.4. Grundmasse

4.4.1. Mikrit

Der Hauptteil der bearbeiteten Sedimente hat eine mikritische Grundmasse. Sie nimmt zwischen 40 bis 70 Vol % des Gesamtgesteins ein (Kap. 4.6). Die Einteilung zwischen Mikrit (Kristallgröße $< 4 \mu\text{m}$ *sensu* Folk) und Mikrospatit (4 bis $10 \mu\text{m}$) wurde mikroskopisch vorgenommen, die Mengen an Mikrit und Mikrospatit wurden abgeschätzt. Im Sinne von MOSHIER (1989) handelt es sich um Mosaikmikrite mit anhedralen Mikritkörnern und geringer Porosität (Taf. 11, Fig. 2).

Zwischen den einzelnen Mikritkörnern finden sich in rückstandsreicheren Proben Tonmineralpartikel, die die Körner umhüllen (Taf. 11, Fig. 3).

Eine gute Zusammenfassung zur Mikritmineralogie, Mikritentstehung und Mikritdiagenese findet sich bei JOACHIMSKI (1991).

4.4.1.1. Mikritmineralogie

Die Zusammensetzung der Mikrite kann Auskunft über die Genese der Mikrite geben (JOACHIMSKI, 1991). In ihrer Zusammensetzung unterscheiden sich marine Flachwasserschlämme deutlich von den vorwiegend aus Niedrig-Mg-Calcit (LMC) zusammengesetzten Tiefwasserschlämmen. Rezente Flachwasserkarbonatschlämme bestehen nach STEINEN (1978) zu 60 % bis 95 % aus Aragonit (A), 5 bis 40% Hoch-Mg-Calcit (HMC) und zu 0 bis 10 % aus LMC. Die Zusammensetzung der Kalkschlämme variiert jedoch mit der lokalen Situation. Die von Coccolithen dominierten Tiefwasserschlämme bestehen zum größten Teil aus LMC (NEUGEBAUER, 1975).

Die Mineralogie fossiler Kalkschlamm-dominierten Gesteine ist in der Regel nur schwer zu bestimmen. Erhöhte Sr-Gehalte bei geringen Mg-Werten können nach WIGGINS (1986) sowie LASEMI & SANDBERG (1984) auf eine primäre Aragonitmineralogie hinweisen. Das gleiche gilt für Reliktstrukturen von Aragonit in neomorphen Calcitkristallen (LASEMI & SANDBERG, 1983, 1984 und SANDBERG, 1984). Die Sr-Gehalte rezenter Aragonite liegen theoretisch bei 7000 bis 9400 ppm (VEIZER, 1983), die von anorganischen Mg-Calciten bei 1000 bis 1200 ppm (KINSMAN, 1969).

Mikrospatite, die frühdiagenetisch unter Süßwassereinfluß gebildet werden, bestehen ausnahmslos aus LMC, lassen jedoch anhand ihres Spurenelementgehaltes häufig auf ihre ursprüngliche Zusammensetzung schließen (Kap. 10.).

4.4.1.2. Entstehung der Mikrite

Bioklastische Mikritbildung: Der größte Teil des Mikrits entsteht in der Regel aus den feinkörnigen Zerfallsprodukten von Algen und Invertebraten-Hartteilen (JOACHIMSKI, 1991). REID et al. (1992) beschreiben aus Lagunen vor Belize eine Mikritbildung durch Zerfall mikritisierter Bioklasten durch Bioerosion. Aragonitische Karbonatschlämme im Bereich der Florida Bay werden nach NEUMANN & LAND (1975) und STOCKMANN et al. (1967) vor allem von den Codiaceen *Halimeda* und *Pennicillus* produziert. Die Bioerosion durch Fische, Crustaceen, Mollusken, Schwämme und Echinodermata, sowie Bohrtätigkeit endolithischer Algen liefern in modernen Riffen einen hohen Anteil des Mikrits. Bioerosiv durch *Cliona* und *Lithophaga* erzeugter Korallendetritus wird von ADGAS et al. (1990) aus Backreef-Bereichen beschrieben. Die geochemischen Gesamtgesteinsanalysen zeigen einen relativ hohen Sr-Gehalt der Gesteine (Kap. 10). Dies gibt nach VEIZER (1983) einen Hinweis auf vorwiegend bioklastische Entstehung der Mikrite.

Biogene Mikritbildung: Durch Ablagerung von Nannofossilien (hauptsächlich Coccolithen) entsteht ein Großteil der rezenten Tiefseeschlämme (FÜCHTBAUER, 1988); diese Bildung dominierte in der Oberkreide auch in Epikontinentalbereichen. Vereinzelte Coccolithen konnten in den Proben nach-

gewiesen werden. Ihnen wird jedoch aufgrund ihrer nur geringen Häufigkeit ein sehr geringer Anteil der Mikritbildung zugeordnet.

Bakteriell induzierte Mikritbildung (MONTY & HARDIE 1976, GERDES & KRUMBEIN 1982, CLOUD 1962): Im Gegensatz zu den nachgewiesenen allochthonen Mikriten gibt es in den untersuchten Sedimenten keine Hinweise auf bakteriell gebildete Automikrite, da bakterielle Filamente und Pigmente fehlen.

4.4.1.3. Mikritdiagenese

Die diagenetische Stabilisierung von aragonitischen und HMC-Kalkschlämmen verläuft nach FOLK (1965) über die Umwandlung von Aragonitnadeln in HMC-Nadeln und anschließend seitliches Wachstum der Nadeln. Die Kornvergrößerung ($> 4 \mu\text{m}$) wird nach FOLK (1974) und LONGMAN (1977) unter marinen Bedingungen durch eine Mg^{2+} -Ionen Hülle um die Mikritkristalle verhindert. Erst wenn diese unter dem Einfluß meteorischer Porenwässer oder Adsorption an Tonmineralen dem System entzogen werden, kann ein Weiterwachsen der Kristalle zu Mikrosparit (aggrading neomorphism *sensu* FOLK, 1965) stattfinden.

Der neomorphen Umwandlung, die nach STEINEN (1978) an erhöhte Druck- und Temperaturbedingungen gebunden ist, geht ein Zementationsschritt der Mikrosparitbildung voraus. An Material von den Bahamas zeigte STEINEN (1978, 1982), daß vor der Sammelkristallisation der instabilen Kalkschlämme eine Zementation im primären Porenraum stattfindet. Rezente Kalkschlämme haben einen Porenraum von 60 bis 78 %, zeigen aber eine geringe Permeabilität, die infolge der Haftwassersäume zusätzlich vermindert wird (ENOS & SAWATZKY, 1981). Sie sind also durch einen geringen Porenwasserdurchsatz charakterisiert.

LASEMI & SANDBERG (1984) fanden Aragonitrelikte in fossilen Mikriten und Mikrospariten und konnten somit eine primär aragonitische Zusammensetzung belegen. WIGGINS (1986) bewies in Mikrospariten des Pennsylvanian die aragonitische Zusammensetzung der Vorläuferminerale anhand erhöhter Sr-Gehalte (s.o.). Nach JOACHIMSKI (1991) entwickelt sich in primär aragonitischen Schlämmen während der diagenetischen Stabilisation aufgrund weit auseinander liegender Kristallisationskeime ein mikritisch-mikrosparitisches Gefüge, während rein Mg-calcitische Schlämme mit dicht gepackten Kristallisationskeimen ein gleichkörniges Gefüge bilden.

4.4.2. Mikrosparit

Ein großer Teil der Matrix besteht aus Mikrosparit (Taf. 11, Fig. 4), d.h. aus Kristallen zwischen 5 und 20 μm . (Korngrößen-Definition von FOLK, 1962). TUCKER & WRIGHT (1990) geben für Mikrosparit Korngrößen von 5 bis 10 μm und für Pseudosparit Korngrößen $> 30 \mu\text{m}$ an. TUCKER & WRIGHT (1990) bezeichnen als Kalkschlamm alle Partikel $< 63 \mu\text{m}$ und stellen somit die Entstehung in den Vordergrund. Analysen mit dem Rasterelektronenmikroskop zeigen in den Sedimenten Korngrößen von < 4 bis 20 μm (Taf. 11, Fig. 1).

Mikrosparit entsteht während der Diagenese infolge neomorpher Umkristallisation mikritischer Matrix (Kap. 4.4.1.3.) und wird infolgedessen bei der Faziesanalyse als Kriterium für primär Kalkschlammgestützte Gesteine gewertet. Schwierig ist die Unterscheidung einer neomorph umkristallisierten Mikrosparit-Matrix von leicht ausgewaschenen Gesteinen, die eine feinkörnige sparitische Grundmasse besitzen. Einen Hinweis auf neomorphe ehemals aragonitische Mikrite gibt der relativ hohe Sr-Gehalt der Karbonate (bis 1200 ppm, Kap. 10.).

4.5. Diagenese

Da die Karbonate in der Regel eine mikritische Grundmasse besitzen, ist die Diagenese von der Mikritumwandlung dominiert (Kap. 4.4.2.). Weiterhin liegen vorwiegend calcitische Sparite vor, die auf Lösung und Wiederverfüllung oder auf neomorphe Umwandlung von Aragonit zurückgehen.

4.5.1. Zemente

Rindenzemente (ehemals Mg-calcitisch und aragonitisch)

Beide Formen der Rindenzemente sind in den bearbeiteten Sedimenten selten und in der Regel an ausgewaschene oder lagenweise ausgewaschene MF-Typen gebunden (MF-Typen 3 bis 8, Kap. 4.6.1.).

Ehemals Mg-calcitische Rindenzemente (bladdered crystals) (Taf. 10, Fig. 2) haben sich um Milioliden, Detritus, Schalenfragmente und selten um Echinodermenfragmente gebildet. Diese Reliktstrukturen aus "stubby crystals" weisen auf Überprägung eines frühen submarinen Mg-Calcit-Zements im meteorischen Bereich hin.

Ehemals aragonitische Rindenzemente (Taf. 10, Fig. 1): In grobaggutinierenden, großwüchsigen Foraminiferen (meist *Bdelloidina* sp., Tafel 10, Fig. 2) können lange, fibröse, häufig gelbbraune Kristalle auftreten, die aufgrund der langen c-Achsen und der bräunlichen Farbe als ursprünglich aragonitische Zemente gedeutet werden können (vergl. TUCKER & WRIGHT, 1990). Weiterhin sind in größeren Klasten einige Komponenten von ehemals aragonitischen Rindenzementen umsäumt. Beide Formen sind auf flachmarine Faziestypen der Inner Ramp begrenzt.

Sowohl aragonitische als auch Mg-calcitische Rindenzemente werden frühdiagenetisch im marin-phreatischen Bereich gebildet (FÜCHTBAUER, 1988). Ob sich Mg-Calcite oder Aragonite bilden, hängt dabei wesentlich vom Substrat bzw. den vorhandenen Keimen und vom Mg-Gehalt der Porenwässer ab. Aragonitpartikel bilden bevorzugt Keime für aragonitische Zemente und Mg-calcitische Partikel Keime für Mg-calcitische Rindenzemente (GLOVER & PRAY, 1971). Zum anderen favorisieren höhere Temperaturen die Bildung von Aragonit (BURTON & WALTER, 1987). Zur weiteren Diskussion wird auf TUCKER & WRIGHT (1990) verwiesen.

Micrite Envelopes (Taf. 8 Fig 8): Micrite Envelopes sind ebenfalls bevorzugt in ausgewaschenen MF-Typen der Inner Ramp zu beobachten. Diese Mikritzemente entstehen nach BATHURST (1966) durch Bakterien, Algen- und Cyanophyceen-Anbohrungen an Biogenen und anschließender Fällung von kryptokristallinem Mikritzement in den entstandenen Hohlräumen. Obwohl die Beschränkung auf die photische Zone mittlerweile diskutiert wird, ist in den vorliegenden Gesteinen eine strenge Bindung an flachmarine Faziestypen zu beobachten (Kap. 4.2.).

Syntaxiale Rindenzemente um Echinodermen sind die häufigsten Zemente in Echinodermen-dominierten Packstones. Sie sind typisch für ausgewaschene oder partiell ausgewaschene Gesteine (Grain- und Packstones). Syntaxiale Rindenzemente sind in den Faziestypen der Inner Ramp häufig, können jedoch auch in MF-Typen der Mid Ramp auftreten. Alle Stadien von dünnen Rinden bis zu 100 bis 200 µm breiten Säumen sind zu beobachten, wobei schmale Rinden dominieren. In mikritischen Sedimenten liegen sie in Form von Solution Coronas vor (WALKDEN & BERRY, 1984). Da hierbei der umgebende Mikrit gelöst wurde, kommt nur eine Bildung im meteorisch-phreatischen Bereich in Frage. Die syntaxialen Anwachsäume um Echinodermenfragmente in Mikritmatrix haben immer verdrängenden Charakter. Ein syntaxiales Wachstum geschieht nicht, wenn die Echinodermenfragmente zuvor randlich mikritisiert wurden, da der Mikritsaum vor Lösung schützt.

Gravitativer Zement (Dripstone Cement) tritt nur sehr selten in flachmarinen MF-Typen an einer Seite von Schalenfragmenten auf. Die Fragmente sind ausnahmslos umgelagert. Dieser meteorisch-vadose Zement (MÜLLER, 1971) zeigt, daß die Komponenten lokalen Inseln entstammen.

Granulare und drusige Zemente

Equant calcite spar: Gleichkörnige granulare Zemente treten relativ häufig auf. Die Kristalle liegen im Korngrößenbereich von Mikrosparit von 10 bis 40 µm. Die Zemente wurden einerseits primär in freien Porenräumen (Orthosparit), andererseits neomorph gebildet (Pseudosparit).

Für Zementation im primären Porenraum sprechen folgende Beobachtungen:

- korngestütztes Gefüge
- schichtgebundenes Auftreten.

Für neomorphe Entstehung sprechen:

- Hohe Sr-Gehalte in einigen Proben (Kap. 10.), die eine primär aragonitische Zusammensetzung nahelegen,
- Tonhäute um die einzelnen Kristalle, die im Rasterelektronenmikroskop verschiedentlich beobachtet wurden (Tafel 11, Fig. 3). Diese können nur infolge von Verdrängung ursprünglich in einer mikritischen Matrix statistisch verteilten Tonpartikel entstanden sein.

Drusy calcite spar: Dieser Zement, der sich durch Kornvergrößerung zum Poreninnerem auszeichnet (Taf. 10, Fig. 6 und 7), füllt größere Poren und Klüfte. Es ist keine strenge Bindung an bestimmte Faziestypen zu beobachten. Er wiederum findet sich jedoch bevorzugt in flachmarinen Faziestypen. Die einzelnen Kristalle erreichen nur selten eine Korngröße > 40 µm. Nur in Klüften können Kristallgrößen größer 100 µm auftreten. Unter der Cathodolumineszenz sind keine unterschiedlichen Zementgenerationen zu erkennen. Hier kann im Gegensatz zu den granularen Zementen nicht zwischen Ortho- und Pseudosparit unterschieden werden. Die Genese der Porenräume, in denen der Calcit zement auftritt, spielt keine Rolle. Es können primäre Interpartikelporen (in Pack- und Grainstones) oder sekundäre Partikellösungsporen (molds, vugs) sein.

4.5.2. Porosität

Alle Proben zeigen mehr oder weniger häufig **Moldic Porosity**. Diese in der Regel sekundär durch granulare Zemente verfüllten Poren sind auf Lösung von aragonitischen Komponenten unter meteorischen Bedingungen zurückzuführen.

Weiterhin tritt durch granulare Zemente verfüllte **Vuggy Porosity** auf (Taf. 10, Fig. 3). Vuggy Porosity ist etwas seltener und besonders in mikritreichen Proben häufig. Häufig zeigt sich auch eine diagenetische Erweiterung von Klüften und Haarrissen (Taf. 10, Fig. 4). Vuggy Porosity geht zum größten Teil auf Lösung der aragonitischen Mikritmatrix zurück. Infolge der Umwandlung der kieseligen Spicula in Calcit entstehen Konzentrationsungleichgewichte, die diese Prozesse begünstigen. Wenige Proben zeigen bevorzugte Lösung der Matrix (Tafel 5, Fig. 2).

Kluftporen treten in vielen Proben auf (ca. 50 %) unabhängig von der Fazies auf. In der Regel sind sie mit drusigem Zement gefüllt.

4.5.3. Diagenese der Mergel

Häufig stehen die Kalkmergel und Mergel in Form von dünnbankigen knolligen Bänken an. Nach RICKEN & EDER (1991) entsteht die Knollenkalkbildung diagenetisch in Abhängigkeit vom Karbonatgehalt und tritt bevorzugt bei mittleren Karbonatgehalten auf.

4.6. Mikrofaziestypen

Die verschiedenen Mikrofaziestypen (MF-Typen) wurden im wesentlichen nach genetischen Kennzeichen definiert. Dies macht eine Zuordnung zu verschiedenen Faziesräumen auf der Rampe möglich. Zwei Kriterien sind für die Einteilung der MF-Typen wichtig: zum einen die primären Sedimentstrukturen, z.B. Schrägschichtung, Rippelschichtung, erosive Schichtgrenzen und Channel-Bildungen, die Erhaltung der Komponenten (Umlagerung oder *in situ* Vorkommen) und das Gesteinsgefüge (Dunham Klassifikation), zum anderen sind Art und Häufigkeit der Komponenten wichtige Merkmale.

Für die Zuordnung der verschiedenen MF-Typen zu bestimmten Paläomilieus wird in der Regel auf Aktuobeschreibungen oder gut bekannte Sedimentationsräume gleichen Alters zurückgegriffen. Vergleiche mit Plattformen kretazischen Alters sind jedoch in den meisten Fällen ungeeignet, da sie sich in der Faziesverteilung infolge der unterschiedlichen Morphologie - steilere Hänge und flacherer Top - stark von der homoklinalen Rampe unterscheiden.

Generell werden die verschiedenen MF-Typen den Faziesräumen Inner Ramp, Mid Ramp und Outer Ramp der Rampe zugeordnet, wobei im Bereich der Inner Ramp zusätzlich zwischen Lagunen, hochenergetischen Shoals und niedrigerenergetischen Bereichen zwischen den Shoals unterschieden wird. Insgesamt werden 20 MF-Typen definiert, von denen 15 in den Sedimenten des Apt und 5 im Alb auftreten. Die Definition der Mikrofaziestypen unterscheidet zwischen Apt und Alb, da sich die dominierenden Organismenassoziationen an der Apt/Alb-Grenze verändert haben. Die verschiedenen MF-Typen sind in Abb. 13 dargestellt.

4.6.1. Inner Ramp

Die Inner Ramp wird durch Sand Shoals in einen hochenergetischen Bereich und einen geschützten, niederenergetischen, z.T. eingeschränkten Bereich hinter den Shoals gegliedert. Zusätzlich sind Faziestypen zu beobachten, die nur wenige Kennzeichen für höhere Wellenenergie, aber eine offenerflachmarine Komponentenzusammensetzung zeigen.

4.6.1.1. Geschützte lagunäre Inner Ramp

Niedrige Wellenenergie mit z.T. eingeschränkten Bedingungen kennzeichnen diese Fazieszone. Dasycladaceen-reiche Sedimente und komponentenarme, Spicula-führende Wackestones sind hierfür charakteristisch. Die MF-Typen sind z.T. mit den Gesteinen der "Internen Lagune" von SCHLAGINTWEIT (1991) oder den "étages infralittoral à supralittoral" bei ARNAUD-VANNEAU (1979) vergleichbar; es fehlen jedoch die für Lagunen der Urgonfazies typischen rudistenreichen Faziestypen.

MF-Typ 1 Spicula-Pelmikrit bis Spicula Detritus-Pelmikrit / Wackestone (Taf. 3, Fig. 1, 2)

In die dünn- bis dickbankigen, ebenschichtigen oder knollig ausgebildeten, mergeligen Wackestones sind lokal kleinere Channels (1 bis 2 m breit) eingeschnitten. In pelmikritischer Matrix schwimmen schlecht sortierte, feinkörnige Komponenten (0,05 bis 0,6 mm), die maximal 30 % ausmachen. Häufig sind die Gesteine leicht bioturbat.

Charakterisiert wird dieser Faziestyp von einer gering-diversen Fauna aus gleichmäßig verteilten Spicula (meist Monaxome) und feinkörnigem Detritus (50 bis 100 µm). Der Foraminiferengehalt schwankt von < 5 % bis 15 % und die Assoziation ist gering divers. Lediglich Echinodermenfragmente sowie lokal angereicherte Intraklasten können noch mittlere Häufigkeiten erreichen (Häufigkeitswerte s. Tab. 1).

Neben den häufigen Pseudopeloiden (5 bis 20 %) treten Bahamit-Peloide auf. Die Foraminiferen-assoziatioon enthält viele Bruchstücke von Textulariden und wird durch seltene und sehr kleinwüchsige *Sabaudia minuta*, wenige Milioliden (meist Meandrospiren) und seltener Bruchstücken von Lagenina ergänzt. Weitere Bioklasten (Schill, Dasycladaceen, Corallinaceen, Bryozoen, Serpeln, Ostrakoden, *Plenina oblonga* BORZA & MISIK) kommen nur akzessorisch vor. Einige Proben führen feinstkörnigen (20 µm) detritischen Quarz. Lokal treten eingeschüttete Lagen mit größeren Bioklasten und sparitischen Intraklasten auf.

Gefüge Komponenten MF-Typ		Dunham Klassifikation	Komponentenmenge (%)	Schrägschichtung	Channels	Ausgewaschen	Kleinforaminiferen	Lituoliden	GGF	Milioliden	Rotalgen	Dasycladaceen	Echinodermen	Bryozoen	Schill	Gerüstbildner	Spicula	Bioklasten	Pseudopeloiden	Pelleteide und Bahamit-Peloide	Detritus	Sparit-Intraklasten	Mikrit-Intraklasten	Rindenkörner	Aggregatkörner
1	Spicula-(Detritus)-Pelmikrit	w	30	●			■		■			■					■		■	■	■				
2	Detritus-Biopelmikrit mit Dasycladaceen und Spicula	w/p	45	●	●		■		■			■	■	■	■		■	■	■	■					■
2b	Foraminiferen-Detritus-Mikrit mit wenigen Dasycladaceen	w/p	45			●	■		■			■	■				■		■	■					
3	Foraminiferen-Intrabiosparit	g/p	70	●	●	●	■		■		■		■	■	■						■	■	■	■	■
4	Grobklastischer-Biointramikrit bis -sparit mit Schill und Bryozoen	p	70	●	●	●	■		■		■		■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
5	Echinodermen-Biointramikrit mit Flachwasserkomponenten	wp	60	●	●	●	■		■		■		■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
6	Foraminiferen-Detritus-Pelmikrit	w/p	30	●	●	●	■		■		■		■	■	■		■	■	■	■	■	■	■	■	■
7	Grobklastischer Bryozoen-Biointramikrit bis -sparit	p/f	70	●	●	●	■		■		■		■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
8	Echinodermen-Biomikrit mit Schill	p	70	●	●	●	■		■		■		■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
9	Foraminiferen-Intrabiointramikrit bis -sparit	p	60		●	●	■		■		■		■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
10	Echinodermen-Mikrit und Pelmikrit	p	60				■		■		■		■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
11	Schill-Detritus-Biomikrit bis -sparit	p	60	●	●	●	■		■		■		■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
12	Foraminiferen-Echinodermen-Intra-biomikrit und -pelmikrit mit Detritus	p	50		●	●	■		■		■		■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
13	Foraminiferen-Spicula-Detritus-Mikrit bis Pelmikrit	p	50		●	●	■		■		■		■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
14a	Spicula-Foraminiferen-Mikrit	w	40				■		■		■		■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
14b	Spicula-Mikrit						■		■		■		■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
15	Foraminiferen-Mikrit und Pelmikrit	w	30				■		■		■		■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
16	Rotalgen-Spicula-Biointrasparit	g-p	60	●	●	●	■		■		■		■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
17	Rotalgen-Lituoliden-Biopelmikrit und Biopelsparit	g-p	60	●	●	●	■		■		■		■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
18	Rotalgen-Intrasparit mit <i>Simplobittolina</i>	g-p	50	●	●	●	■		■		■		■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
19	Intrapelmikrit mit Spicula und Rotalgen	p	60		●	●	■		■		■		■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
20	Rotalgen-Spicula-Intrapelmikrit mit Korallen oder großen Bioklasten	p	60		●	●	■		■		■		■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■

g = Grainstone
f = Floatstone
p = Packstone
w = Wackestone

■ = sehr häufig bis gesteinsbildend
■ = in geringen Häufigkeiten
■ = gemein bis häufig

● = immer vorhanden
● = oft vorhanden
● = selten vorhanden

GGF = grobaggutinierende, großwüchsige Foraminiferen

Abb. 9: Die wichtigsten Komponenten und Gefüge Merkmale der verschiedenen MF-Typen. Beschreibung s. Text, Verteilung s. Abb. 12.

Diagenese: Selten treten syntaxiale Rindenzemente um Echinodermen auf, die meist als Solution Coronas ausgebildet sind. Vuggy Porosity ist häufig an Bioturbationsmerkmale oder Spicula-Anreicherungen gebunden. Stellenweise sind diagenetische Verkieselungen zu beobachten. Intraklasten sind häufig limonitisiert oder können Pyrit führen; einzelne authigene Glaukonitkörner treten auf.

Interpretation: Dieser MF-Typ ist von der an sich unspezifischen Hintergrundsedimentation von Foraminiferen und Spicula geprägt. Foraminiferen und Spicula treten in unterschiedlichen Häufigkeiten in allen Faziestypen auf, wobei die unterschiedliche Häufigkeit u.a. auf Anreicherung bei geringen Sedimentationsraten bzw. Verdünnungseffekte im umgekehrten Fall zurückzuführen ist. Das gleiche ist für die Ton und Kalkschlammsedimentation anzunehmen. Die Assoziation im Profil mit anderen Faziestypen der Inner Ramp weist eindeutig auf die Zuordnung zu bathymetrisch flachen Bereichen hin. Die offenermarine Flachwasserfauna ist jedoch stark eingeschränkt. Der geringe Eintrag von Komponenten aus anderen Bereichen spricht jedoch für zumindest schwachen Einfluß von Zirkulation. Restriktive Bedingungen sind für diesen Faziestyp nicht belegbar, können aber nur in wenigen Fällen eindeutig ausgeschlossen werden. SCHLAGINTWEIT (1991) beschreibt einen ähnlichen Typ als MF-Typ 3 (Mikrit mit Mikrobioklasten) aus Lagunen einer isolierten Karbonatplattform.

MF-Typ 2a Detritus-Biopelmikrit mit Dasycladaceen und Spicula / Wackestone bis Packstone (Taf. 3, Fig. 3 und 4)

Die dickbankigen, z.T. knolligen, mergeligen, bioturbaten Kalke sind im mm- oder cm-Abstand laminiert. Die Komponentenmenge kann von 25 bis 45 % variieren. Die Korngröße der schlecht sortierten Komponenten liegt im Bereich von 0,03 bis 0,5 mm. Einzelne Komponenten können aber durchaus 10 mm erreichen.

Die pseudopeloidreiche, mikritische Grundmasse enthält Detritus, Spicula und weniger häufige Bioklasten lockergepackt nebeneinander. Häufiges Auftreten von Dasycladaceen (bis 15 %) kennzeichnet diesen Faziestyp. Einige Proben führen doppelklappige Ostrakoden.

Die Dasycladaceen sind stets fragmentiert und können lagenweise angereichert sein. Wandstrukturen sind häufig durch grobkristallinen Zement ersetzt. Am häufigsten ist die Gattung *Salpingoporella* sp., untergeordnet tritt auch *Triploporella* sp. auf. Selten sind dagegen andere Kalkalgen (Acicularien, Udoteacea, Prostomata und gerundete Rotalgenbruchstücke). Die Spicula - längliche, spitze Monaxome sowie verschiedenen Triaxome - stammen von verschiedenen Kieselschwammarten. Sie wurden nach dem Zerfall der Kieselschwämme nur gering transportiert. Foraminiferen sind relativ selten und zeigen geringe Diversität. Ihre Häufigkeit liegt z.T. unter 5 %. Die Assoziation besteht in abnehmender Häufigkeit aus agglutinierenden und kalkschaligen Kleinforaminiferen (textulariide Formen und trochospirale Sandschaler, Lituoliden), Milioliden (*Meandrospira* sp.), relativ kleinwüchsige Cuneolinen und Lageninen. Mit mittleren Häufigkeiten vertreten sind: Echinodermenfragmente, undifferenzierte Schalenbruchstücke, Mollusken- und Brachiopodenfragmente. Akzessorisch können Bryozoen, Gerüstbildner (Korallen und Kalkschwämme), Fragmente großwüchsiger, grobaggutinierender Foraminiferen (GGF), Serpeln und *Pienina oblonga*, sowie mikritische und sparitische Intraklasten, Rindenkörner oder Aggregatkörner (200 bis 300 µm) u.a. lagenweise eingeschüttet auftreten.

Die Abgrenzung zu MF-Typ 1 liegt in der größeren Menge an Bioklasten und im häufigeren Auftreten von Dasycladaceenbruchstücken.

Diagenese: Moldic und Intraparticle Porosity ist in der Regel mit feinkristallinem (20 bis 50 µm) Zement gefüllt. Vuggy Porosity ist vorhanden. Selten wurden Dolomitrhomboeder beobachtet. Authigener Glaukonit und amorphe Verkieselungen können auftreten.

Interpretation: Geschützte Inner Ramp mit annähernd normalmarinen Bedingungen / Backshoal-Bereiche. Der hohe Dasycladaceenanteil spricht für sehr flaches Wasser in offenen Lagunen oder in etwas tieferen leeseitigen Bereichen von Sand Shoals (Kap. 5.3.1.2.). Der Eintrag offenmariner Elemente (Bryozoen, GGF, etc.), sowie die Fragmentierung der Dasycladaceen zeigen ein zeitweise höherenergetisches Milieu an. ARNAUD-VANNEAU (1979) interpretiert einen vergleichbaren Faziestyp (Paléomilieu 19: "Vases à Dasycladales"), der ebenfalls vor allem durch Fragmente von *Salpingoporella* gekennzeichnet ist, als Ablagerung in Channels oder in der Lagune im Kontakt mit der "bordure de la plate-forme". SCHLAGINTWEIT & WEIDICH (1991) beschreiben eine ähnliche Fazies aus unterkre-tazischen Olistholithen der nördlichen Kalkalpen; restriktive Bedingungen werden von ihnen nicht ausgeschlossen.

MF-Typ 2b Foraminiferen-Detritus-Mikrit mit Dasycladaceen / Wacke- bis Packstone
(Taf. 3, Fig. 5)

Der MF-Typ ist durch dünnbankige, mergelige, z.T. leicht knollige Wackestones charakterisiert, die bioturbat sein können. Die feinkörnigen Komponenten (0,05 bis 0,4 mm) sind meist locker gepackt; seltener treten u.a. lagenweise Packstones auf.

In der überwiegend, mikritischen, seltener mikrosparitischen Grundmasse, die stellenweise schwach ausgewaschen ist, schwimmen schlecht sortierte Komponenten. Das Schliffbild ist durch eine diverse Foraminiferenassoziation, feinkörnigen Detritus, mikritische Intraklasten (200 bis 300 µm), feinen Echinodermenbruch und Spicula in etwa gleichen Anteilen geprägt. Lagenweise angereicherte Dasycladaceenfragmente und Acicularien sind charakteristisch für diesen MF-Typ. Im Unterschied zu MF-Typ 2a fehlen größere Bioklasten.

Die Foraminiferenassoziation setzt sich aus Textulariiden, primitiven Sandschalen, Ammodisciden, *Valvulinaria* sp., *Sabaudia minuta*, Milioliden (*Meandrospira* sp. und *Quinqueloculina* sp.) und seltener Lituoliden zusammen. Aggregatkörner (Lumps) kommen vor allem in schwach ausgewaschenen Bereichen vor. Akzessorisch können Schill und GGF vorkommen. Bei den Peloiden überwiegen Bahamit-Peloide gegenüber den Pseudopeloiden.

Diagenese: Die diagenetischen Merkmale entsprechen MF-Typ 2a. Zusätzlich treten selten Neomorphismus und pyritisierte oder limonitisierte Intraklasten auf.

Interpretation: Dieser Faziestyp ist MF-Typ 2a sehr ähnlich; daher unterscheidet sich der Ablagerungsraum wenig. Die diversere Foraminiferenassoziation, der Rückgang der Dasycladaceen und die Zunahme der Lithoklasten deuten auf ein etwas offeneres Environment in evtl. etwas größerer Tiefe hin.

4.6.1.2. Offenmarine Inner Ramp, hochenergetische Faziestypen

Höhere Wellenenergie, angezeigt durch Strömungsrippeln, hat die Faziestypen dieser Fazieszone geprägt. Auffällig ist, daß nur wenige Proben auch im mm-Bereich Schrägschichtung zeigen (MF-Typ 3); die anderen Gesteine erscheinen intern ungeschichtet. Die Faziestypen repräsentieren karbonatische Sand Shoals (Kap. 5.3.1.2.).

Dieser Bereich ist entfernt mit der Fazies der Plattformen (Shoal Fazies) von SCHLAGINTWEIT (1991), sowie der "barres sableuses" der französischen Literatur vergleichbar. WILSON (1975) beschreibt in Fazieszone 6 ('Sands on edge of platform') die karbonatsandreiche Fazies am Rand der Plattform. Untypisch hierfür sind aber der hohe Mikritanteil der meistens hier vorliegenden Gesteine.

MF-Typ 3 Foraminiferen-Intrabiosparit / Grainstone oder gut ausgewaschener Packstone mit Schrägschichtung (Taf.3, Fig. 6 und 7)

Wellig bis schräggeschichtete Serien aus dünnbankigen Gesteinen bestehen aus cm-mächtigen Grainstones-Lagen die mit mäßig ausgewaschenen Packstones wechseln.

Das relativ dichtgepackte Gestein zeichnet sich bei guter Sortierung durch arenitische Komponenten (0,2 bis 0,6 mm) mit einzelnen größeren Bioklasten (bis 4 mm) aus, die in einer nahezu rein sparitischen Grundmasse liegen. Die Grainstone-Schichten führen vor allem Detritus und mikritische Intraklasten, ferner gerundete Echinodermenfragmente, Schill und Foraminiferen und eine begrenzte Menge an anderen Bioklasten. Detritus und Schill sind häufig von Mikritrinden umgeben. Sie stellen Rindenkörner dar. Die Packstone-Lagen führen etwas diversere Bioklasten.

Die Foraminiferenassoziation besteht aus diversen Lituoliden (u.a. *Nautiloculina hispanica* PEYBERNÉS für diese Fazies typisch), großwüchsigen Ammodiscidae, Milioliden (rein porzellanschalige und seltener agglutinierende Quinqueloculinen bis 300 µm), einigen Textulariiden und Cuneolinen. Fragmente von GGF sind häufig, selten dagegen Orbitolinenbruchstücke, *Trocholina* sowie *Lenticulina*. Ein Großteil der Foraminiferen ist endolithisch angebohrt. Schill ist zum größten Teil in Orthosparit umkristallisiert, kann aber partiell Austern, Rudisten, Pectiniden und Rhynchonelliden zugeordnet werden. Seltener kommen Fragmente von Rotalgen (articulate Corallinaceen und *Pseudolithothamnium*-Krusten), Dasycladaceen, Acicularien und *Boueina* sp., cheilostomate Bryozoen und Serpeln vor. Die Bioklasten sind oft angebohrt. Auffällig sind außerdem zahlreiche kleine Aggregatkörner, die oft als Lumps vorliegen, sowie randlich angelöste Intraklasten. Pelloide liegen fast ausschließlich in Form von Bahamit-Peloiden vor. Dieser Faziestyp tritt assoziiert mit den MF-Typen 5, 7 und 12 und 13 auf.

Diagenese: Die Grundmasse ist zum größten Teil sparitisch ausgebildet. Auffällig sind die großen syntaxialen Rindenzemente um Echinodermen, die einen Großteil der Grundmasse bilden. Ehemals aragonitische oder Mg-calcitische Rindenzemente dagegen sind sehr selten. Große Lösungsporen sind mit grobkristallinem Calcit gefüllt.

Interpretation: Die hohe Wellenenergie wird sowohl durch Rippelschichtung als auch durch Auswaschung belegt. Der Faziestyp wird als Ablagerung oberhalb der FWB im Bereich einer der Küste vorgelagerten Sand Shoal interpretiert. Mit den auf kretazischen Plattformen beschriebenen Sand Shoals kann der MF-Typ nur bedingt verglichen werden, da dort entweder Ooide, Dasycladaceen oder Orbitolinen typisch sind (ARNAUD-VANNEAU & ARNAUD, 1990, SCHLAGINTWEIT, 1991).

MF-Typ 4 Grobklastischer Biointramikrit bis -sparit mit Schill und Bryozoen / Packstone, schräggeschichtet (Taf. 3, Fig. 8, Taf. 4, Fig. 1)

Die schräggeschichteten, z.T. ausgewaschenen, dünnbankigen Serien aus Packstones mit Strömungsrippeln sind häufig von Channels unterbrochen. Die bis zu 1 cm großen Komponenten können gut sortiert sein. Stellenweise sind die primären Schichtstrukturen durch Bioturbation gestört. Die Komponenten sind dichtgepackt und machen 70 % des Sediments aus. Die Grundmasse besteht aus Mikrit, Mikrosparit und einigen sparitischen Lagen. Die stellenweise häufig auftretenden Pseudopeloiden weisen auf leichte Auswaschung der Grundmasse hin.

Kennzeichnend für diesen Typ ist das häufige Vorkommen von gut gerundeten Flachwasserkomponenten, die meist fragmentiert, angebohrt und umgelagert sind. Bioklasten, Schill und Intraklasten sind neben großem Echinodermenbruch (u.a. Crinoiden) und agglutinierenden Foraminiferen die wichtigste Komponentengruppe.

Große Bruchstücke von Korallen und Kalkschwämmen, gut erhaltenen Bryozoen (Cheilostomata und Cyclostomata), Schalenbruchstücke von Austern, Pectiniden und anderen Mollusken sowie seltener

Brachiopoden können von inkrustierenden Mikroorganismen (*Bacinella* sp., *Lithocodium* sp., Rotalgen, Foraminiferen) bewachsen sein. Häufig sind weiterhin z.T. fragmentierte GGF (*Buccicrenata* sp., *Bdelloidina* sp. u.a.), Serpeln, Intraklasten (Mikritklasten und Sparitklasten, die z.T. Komponenten enthalten, lokal auch Black Pebbles) und Detritus. Weiter treten Kleinforaminiferen, Orbitolinen, Fragmente articulater Rotalgen (u.a. *Archaeolithothamnium* sp.), Dasycladaceen (*Salpingoporella* sp.) und Rindenkörner auf. Acicularien, *Boueina* sp. und *Rivularia* sp. sind selten. Gröber agglutinierende Gattungen, Lituoliden (u.a. *Nautiloculina* sp.) und textulariide Formen, dominieren die Foraminiferenassoziation. Cuneolinen (meist *Sabaudia minuta*, bis 300 µm) und Nodosariiden sowie *Trocholina* sp. sind in der Regel vorhanden. Milioliden können bis 1 mm groß werden. Aggregatkörner (meist Lumps) sind meist in sparitischen Arealen konzentriert. Charakteristisch für diese Fazies sind Anbohrungen in den bioklastischen Komponenten, die oft zur Rindenkorn-Bildung geführt haben. Partiiell kann Schill assoziiert mit Foraminiferen dominieren. In diesem Fall liegt eine Übergangsfazies zu MF-Typ 5 oder 3 vor, von der sich dieser MF-Typ vor allem durch eine geringe Häufigkeit der Echinodermen bzw. einen geringeren Sparitgehalt unterscheidet.

Diagenese: Syntaxiale Rindenzemente um Echinodermen tragen zur sparitischen Grundmasse bei. Aragonitische und Mg-calcitische Rindenzemente, sowie Micrite Envelopes und vollständige Mikritisierung der Komponenten sind frühdiagenetische Erscheinungen im marin-phreatischen Milieu. Selten treten Dripstonezemente an einer Seite von umgelagerten Komponenten auf. In vielen Proben sind Dolomitrhomboeder in Bioklasten und Komponenten, seltener in der Grundmasse zu beobachten. Mikritische Komponenten sind einerseits pyritisiert, andererseits limonitisiert, partiell auch glaukonitisiert. Selektive Verkieselungen in Form von großen Quarzkristallen sind vor allem im Bereich von Schalen und Bryozoen zu beobachten.

Interpretation: Der Ablagerungsraum umfaßt hochenergetische Bereiche auf der Inner Ramp. Die große Häufigkeit von Flachwasserkomponenten zeigt geringe Wassertiefe an. SCHLAGINTWEIT (1991) interpretiert mit seinem MF-Typ 15 "Bryozoen-Biosparit" einen ähnlichen Faziestyp, der allerdings u.a. Ooide enthält, als Plattformsand. ARNAUD (1981) dagegen ordnet schlecht sortierte Bryozoen-Crinoiden-reiche Gesteine in das oberste 'circalittoral' einer flach einfallenden Plattform (entspricht der homoklinalen Rampe) ein. Schrägschichtung und Channel-Bildung lassen hier eine eindeutige Zuordnung in den Bereich oberhalb der FWB zu. Als Environment wird der Bereich der Sand Shoals angenommen. Die geringe Auswaschung zeigt jedoch etwas größere Tiefen oder leewärtige Position zu den Shoals an (Kap. 5.3.1.2.).

MF-Typ 5 Echinodermen-Biointramikrit bis -pelmikrit mit bioklastischen Flachwasserkomponenten / Wackestone bis Packstones, schräggeschichtet (Taf. 4, Fig. 2)

Die schräggeschichteten (symmetrische Strömungsrippeln) Packstones sind locker bis dicht gepackt und zum Teil gradiert. Die Komponentenmenge schwankt zwischen 40 % und 60 %. Die Sortierung der einzelnen Lagen ist meist relativ gut, und die Korngröße reicht in der Regel von 0,4 bis 1 mm (max. 10 mm). Die Grundmasse besteht aus Mikrit und Pelmikrit. Nur wenige Proben sind schwach ausgewaschen. Die Bänke erscheinen intern ungeschichtet.

Charakteristisch für den MF-Typ sind gesteinsbildend auftretende parautochthone Echinodermenfragmente (bis 50 %) zusammen mit bis mm-großen Intraklasten, Detritus, mäßig häufigen Foraminiferen und geringen Mengen von bioklastischen Flachwasserkomponenten. Einige Proben führen auch eine größere Zahl an Crinoiden.

Die Echinodermenfragmente sind häufig anbohrt. Die Intraklasten bestehen zum größten Teil aus aufgearbeitetem, mikritischem Sediment, das nur selten kleine Komponenten enthält. Spicula können in unterschiedlichen Mengen auftreten. Die Foraminiferenassoziation entspricht im wesentlichen der

des MF-Typs 4. Die Flachwasserkomponenten setzen sich folgendermaßen zusammen: Bryozoen (Cheilostomata und Cyclostomata, u.a. gut erhalten), Serpeln, undifferenzierter Schill, Bivalven- (u.a. Pectiniden, Austern, Rudisten) und Brachiopodenfragmente sind relativ häufig (2-10 %). Rotalgen, Dasycladaceen, Acicularien, Fragmente von Gerüstbildnern treten selten auf. Akzessorisch kann *Pionina oblonga* auftreten. Gut erhaltene Rinden inkrustierender Mikroorganismen um Bryozoen und Bioklasten lassen auf geringe Transportwege schließen. Außer Pseudopeloiden sind auch in größerer Zahl Bahamit-Peloiden, Pelletoiden und Lumps (bis 5 %) zu beobachten.

Diagenese: Syntaxialen Rindenzemente um Echinodermen sind lokal in Form von Solution Coronas ausgebildet. Häufig ist neomorphe Umkristallisation von Mikrit zu Mikrosparit zu beobachten. Dispers verteilter Pyrit in der Matrix sowie Pyrit-Anreicherungen in Komponenten sind typisch. Verkieselungen werden selten beobachtet.

Interpretation: Echinodermenreiche Gesteine werden in der Kreideliteratur meist Bereichen unterhalb der FWB zugeordnet, z.B. dem Talus urgonischer Plattformen (SCHLAGINTWEIT, 1991 und ARNAUD-VANNEAU, 1979). ARNAUD (1981) beschreibt echinodermenreiche, grobklastische Biopelsparite mit Gastropoden, Lamellibranchen und Serpuliden sowie vielen kleinen Foraminiferen im unteren "Infralittoral" mit etwas erhöhter hydrodynamischer Energie. Typisch für diese Gesteine ist allerdings das Fehlen von Bryozoen. LOUCKS & BEBOUT (1984) beschreiben auf einer kretazischen homoklinalen Karbonatrampe "Echinoid-Mollusk Grainstones" aus dem Strandbereich bei Tiefen von 0 bis 10 m.

Die planare Schrägschichtung spricht für Ablagerung im höherenergetischen Shoal-Bereich. Da das Gestein jedoch kaum ausgewaschen ist, ist von größerer Tiefe (nahe der FWB) oder Sedimentation im Lee einer Sand Shoal auszugehen (Kap. 5.3.1.2.). Auf eine Shoal nahe der FWB (untere Inner Ramp) als Bildungsraum weist das lokale Vorkommen dieses Faziestyps in Schichtfolgen der Mid Ramp hin. Die Position an Basis und Top von größeren Schrägschichtungsserien zeigt an, daß diese Sedimente auch im Bereich einer progradierenden Sand Shoal bei fallendem relativen Meeresspiegel (Vorkommen an der Basis der Schichtfolgen) bzw. einer "ertrinkenden" Shoal bei ansteigendem Meeresspiegel gebildet werden (Auftreten am Top der Schichtfolgen).

MF-Typ 6 Foraminiferen-Detritus-Pelmikrit / Wackestone bis Packstone, schräggeschichtet (Taf. 4, Fig. 3)

Schrägggeschichtete oder wellig geschichtete Wacke- bis Packstonelagen können partiell oder schichtweise ausgewaschen und lokal gradiert sein. Die Gesteine weisen trotz der Schrägschichtung eine mikritische bis pelmikritische, selten schwach ausgewaschene Grundmasse auf, die intern keine Schrägschichtung zeigt. Typisch für diesen Faziestyp ist u.a. die geringe Menge an feinkörnigen (0.05 bis 0,6 mm), schlecht sortierten Komponenten (um 30 %). Leichte Bioturbation ist in den meisten Fällen zu beobachten.

Das Komponentenspektrum ist ähnlich dem des MF-Typ 5 und setzt sich aus Echinodermen, Kleinforaminiferen und Detritus in etwa gleichen Anteilen mit geringeren Anteilen von Flachwasserkomponenten zusammen. Allerdings geht der Anteil der Echinodermen am Gesamtkomponentengehalt gegenüber MF-Typ 5 deutlich zurück, Foraminiferen sind dagegen häufiger. Stellenweise sind mikritische Intraklasten angereichert.

Die Flachwasserbiogene (Bryozoen, in der Regel Cheilostomata, Serpeln, GGF, Rotalgen und Dasycladaceen, Rudisten und Austernfragmente) liegen in Form von Bioklasten vor und sind deutlich seltener als in MF-Typ 5 (bis 4 %). Schalenfragmente sind meistens angebohrt. Die Foraminiferenassoziation entspricht MF-Typ 4. Bei den lokal häufigen Spicula dominieren bis 300 µm lange Monaxome. Die abiogenen Komponenten werden von Pseudopeloiden sowie Detritus dominiert. Der An-

teil an Bahamit-Peloiden geht gegenüber MF-Typ 5 zurück und Lithoklasten sind insgesamt wesentlich seltener. Rindenkörner sind selten. Stellenweise finden sich Pellets.

Diagenese: Molds sind mit granularem Orthosparite verfüllt. Syntaxiale Rindenzemente um Echinodermen können in ausgewaschenen Bereichen sehr groß werden (bis 1 mm). Aragonitische und Mg-calcitische Rindenzemente um Komponenten sind vereinzelt zu beobachten. Orthosparite in primär ausgewaschenen Bereichen sind relativ feinkörnig. Neomorphe Sammelkristallisation kann lokal auftreten.

Interpretation: Als Sedimentationsraum sind ähnliche Bereiche wie für MF-Typ 5 anzunehmen. Die geringere Komponentenmenge und der Rückgang der Echinodermen spricht jedoch für etwas größere Wassertiefen. Der geringe Auswaschungsgrad der Schichten und die zum Teil nur 40 %-ige Häufigkeit der Komponenten weist auf ein mittleres Energieniveau hin. HALLEY et al. (1983) beschreiben "muddy pelletoidal sand with burrows and oolites" aus dem Inneren von rezenten Sand Shoals der Bahamas, mit denen der Faziestyp vergleichbar ist.

4.6.1.3. Offenmarine Inner Ramp, niedrigerenergetisch

Dieser Bereich kann nicht eindeutig in die Inner Ramp gestellt werden. Es fehlen die für höherenergetische Bereiche typischen Sedimentstrukturen, d.h. eine Lage oberhalb der FWB kann nicht eindeutig nachgewiesen werden. Der Komponentengehalt gleicht aber den MF-Typen 3 und 4 und die für flaches Wasser typischen Fossilien sind zum Teil nur gering umgelagert.

MF-Typ 7 Grobklastischer Bryozoen-Biointra- mikrit bis -sparit / dichtgepackter Packstone bis Floatstone (Taf. 4, Fig. 4 bis 7)

MF-Typ 7 entspricht im wesentlichen MF-Typ 4; im Unterschied zu diesem fehlt jedoch die Schrägschichtung.

Die lokal oder schichtweise ausgewaschenen, schlecht sortierten, mittelkörnigen Packstones (Korngröße: 0,05 bis 2 mm, max. 10 mm) liegen in Serien aus dünnbankigen Kalken vor, in die 0,5 bis 1 m tiefe, 1 bis 2 m breite Channels eingeschnitten sein können. Das Schliffbild zeigt häufig eine Lamination im mm- oder cm-Bereich. Die Grundmasse ist mikritisch bis mikrosparitisch oder lagenweise sparitisch. In Bereichen mit hohem Mikritanteil sind oft Dasycladaceen und Schill angereichert.

Das Schliffbild ist gekennzeichnet durch eine größere Anzahl grobklastischer Flachwasserkomponenten, die mit agglutinierenden Foraminiferen und zahlreichen Mikrit-Intraklasten, gut gerundetem Detritus und z.T. großen Echinodermenfragmenten vergesellschaftet sind.

Die dominierenden Komponenten des flacheren Wassers sind GGF (*Bdelloidina* sp., *Buccicrenata hedbergi*) und Bryozoen. Diese sind zum Teil relativ gut erhalten und weisen auf nur geringen Transport hin. Korallen, Kalkschwammfragmente, Serpeln, Orbitolinenfragmente, Rotalgen (*Pseudolithothamnium* sp., *Solenopora* sp., *Archaeolithothamnium* sp.), Grünalgen (*Salpingoporella* sp.) und selten *Rivularia* sp. treten mit Gehalten von < 1% bis 4 % auf. Schill liegt häufig in Form von gerundeten, umkristallisierten Schalenbruchstücken vor. Austern-, Rudisten- und Pectinidenbruchstücke sind neben anderen Bivalven sowie impunktaten und punktaten, selten zweiklappig erhaltenen Brachiopoden vorhanden. Die Echinodermen- und Spicula-Gehalte schwanken zwischen 5 % und 15 %. Die relativ diverse Foraminiferenassoziation entspricht der von MF-Typ 4, wobei die einzelnen Individuen häufig zerbrochen sind. Die in der Regel mikritischen Intraklasten können kleinere Komponenten enthalten; selten dagegen sind sparitisch zementierte Komponenten. Detritus kann lokal in größeren Mengen auftreten (bis 20 %) und besteht häufig aus grobblockigem Calcit. Akzessorisch können Black Pebbles, Gastropoden, Rindenkörner, *Pienina oblonga*, Algenlumps und auf Schalenfragmenten aufgewachsene, grobagglierende Foraminiferen und bohrende Foraminiferen in

Echinodermen vorkommen. Anbohrungen, die bis zur Rindenkorn-Bildung reichen, sind häufig zu beobachten. Rinden aus inkrustierenden Mikroorganismen sind selten.

Die diagenetischen Erscheinungen gleichen ebenfalls MF-Typ 4. Etwas häufiger sind pyritisierte Lithoklasten und authigener Glaukonit in Bioklasten und Foraminiferen. In den Kammern von *Buccicrenata* sp. sind stellenweise primär aragonitische Rindenzemente erhalten.

Interpretation: Die stark schwankenden Mikritanteile zeigen, daß hier eine ganze Reihe unterschiedlich energetischer Bedingungen zusammengefaßt wurden. Für MF-Typ 7 sind verschiedene Bildungsbereiche denkbar. Komponenten und deren gute Rundung zeigen in der Regel höherenergetische, flachmarine Bereiche an. Die häufige *Bdelloidina* sp. ist für höherenergetische Streßbiotope charakterisiert. Die etwas stärker ausgewaschenen Proben dieses Faziestyps sind in den Bereich oberhalb der FWB an den Fuß der Sand Shoals oder in Bereiche der Inner Ramp ohne Sand Shoals, z.B. in den Bereich von Sand Sheets (Kap. 5.3.1.3.) einzuordnen. Die mikritreicheren Typen können sowohl in einem offenmarinen Environment auf der Lee-wärtigen Seite von Sand Shoals als auch in einem etwas tieferen Bereich knapp unterhalb der FWB entstanden sein. Die Dasycladaceen-haltigen, mikritreicheren Typen sind vermutlich im geschützteren Bereich hinter Sand Shoals anzusiedeln. MF-Typ 7 tritt häufig assoziiert mit den höherenergetischen MF-Typen auf, kann aber auch in niederenergetische Faziestypen eingeschaltet sein, wo er als Basis einer im Profil nicht angeschnittenen Sand Shoal oder als Inner Ramp ohne Sand Shoals interpretiert wird.

ARNAUD-VANNEAU (1979) beschreibt mit Palaeomilieu 4 "Sables grossiers à debris de Cnidaires" ähnliche Gesteine aus einem hydrodynamisch aktivem Gebiet im Bereich "La Bordure sommitale talus", d.h. direkt aus dem Bereich an der Plattformkante. MF-Typ 7 führt allerdings wesentlich weniger Cnidaria, was u.a. im Fehlen von Biokonstruktionen auf der Rampe begründet sein kann. GRÖTSCH & FLÜGEL (1992) beschreiben eine ähnliche Fazies zusammen mit Ooiden aus "(syn)-drowning sediments" des obersten Apts aus Kernen des Allison Guyot Atoll Reefs. Diese werden von ihnen sowohl am Plattformtop als auch im "lower slope" gefunden. Aus dem Backshoal-Bereich einer unterkretazischen Rampe beschreiben BURCHETTE & BRITTON (1985) eine vergleichbare Fazies.

MF-Typ 8 Echinodermen-Biomikrit mit Schill / Packstone (Taf. 4, Fig. 8, Taf. 5, Fig. 1)

Dünnsbankige, seltener wellig geschichtete dichtgepackte Gesteine, die auch als Channel-Füllungen vorliegen, charakterisieren diesen MF-Typ. Die Pseudopeloid-haltige Grundmasse besteht hauptsächlich aus Mikrit mit geringen Mikrosparit- und Sparitanteilen. In einigen Fällen sind aber auch Packstones mit vorwiegend sparitischer Grundmasse zu beobachten. Die Gesteine sind schlecht sortiert, relativ grobkörnig und häufig leicht bioturbat. Die Korngröße liegt in der Regel unter 1 mm (maximal 10 mm).

Echinodermenfragmente treten häufig bis gesteinsbildend auf (bis 70 %). Sie sind oft angebohrt. Weiterhin ist dieser MF-Typ durch Kleinforminiferen in mittleren bis größeren Häufigkeiten (5 bis 15 %) einen geringeren Anteil fragmentierter, grobklastischer Biogene, in der Regel relativ viel Schill, Detritus und mikritische Intraklasten gekennzeichnet.

Als Bioklasten können auftreten: meist gut erhaltenen Bryozoen, GGF (Arten s. MF-Typ 7), Rotalgen, Dasycladaceen, Acicularien, Serpuliden, Intraklasten, Rindenkörner und seltener Orbitolinenfragmente. Nur ein geringer Teil des Schills kann Bivalven oder impunktaten, seltener punktaten Brachiopoden zugeordnet werden. Spicula sind mitunter in größerer Häufigkeit vertreten. Lokal treten Pellets auf. Aggregatkörner sind selten und auf etwas foraminiferenreichere MF-Typen beschränkt. Die Kleinforminiferenassoziation setzt sich wie folgt zusammen: Lituoliden, Textulariiden, Cuneolinen und Ammodiscidae dominieren (2 bis 4 %); Milioliden sind selten.

Die diagenetischen Erscheinungen unterscheiden sich von MF-Typ 7 nicht wesentlich. Syntaxiale Rindenzemente sind trotz der vielen Echinodermenfragmente relativ selten. Häufiger sind idiomorphe Quarzkristalle in Schalen und Bryozoen. Einige der Proben zeigen stärker ausgeprägte Drucklösungsstrukturen sowie lokal ein Fitted Fabric.

Abgrenzung gegen MF-Typ 7: weniger Bioklasten, mehr Echinodermen; gegen MF-Typ 9: deutlich weniger Lithoklasten und Foraminiferen, weniger Aggregatkörner und eine mikritreichere Grundmasse. Insgesamt sind alle Übergänge zu MF-Typ 7 und 9 zu beobachten.

Interpretation: Der Faziesraum von echinodermenreichen Gesteinen wurde bereits bei MF-Typ 5 diskutiert. Für MF-Typ 8 ist ein ähnliches Ablagerungsmilieu, wie für MF-Typ 7 anzunehmen, da er häufig mit diesem assoziiert ist. Der Rückgang der Flachwasserbiogene und das Vorkommen als Channelfüllungen spricht für etwas geringere hydrodynamische Energie, so daß von einer Sedimentation im Bereich der proximalen Mid Ramp oder in Channels der Inner Ramp ausgegangen wird. Dies entspricht der Angabe von ARNAUD (1981) für seine "Sables vaseaux grossiers a Bryozoaires et Echinodermes" im oberen "circalittoral".

MF-Typ 9 Foraminiferen-Intrabiomikrit bis -sparit / Packstone, lokal ausgewaschen (Taf. 5, Fig. 2 und 3)

Die dichtgepackten Packstones sind bioturbat und lagenweise stärker ausgewaschen. Relativ gut sortierte arenitische Bioklasten (0,1 bis 0,5 mm) mit einzelnen grobarenitischen Komponenten sind in eine mikritische oder mikrosparitische Grundmasse eingebettet. Größere Bioklasten können lagenweise eingeschüttet sein. Leicht ausgewaschene Schichten weisen eine feinkörnige, calcitische Grundmasse auf.

Das Schliffbild ist durch agglutinierende Kleinforaminiferen, mikritische Lithoklasten und durch etwas geringere Häufigkeit von Detritus und Echinodermenfragmenten charakterisiert. Daneben sind Bahamit-Peloide und Aggregatkörner in sparitischeren Bereichen, sowie einzelne größere Bioklasten (Schill oder Flachwasserkomponenten identisch mit denen von MF-Typ 7) vorhanden, wobei GGF und seltener Bryozoen oft gut erhalten sind.

Die Foraminiferenvergesellschaftung wird von einem diversen Sandschaler-Spektrum dominiert: verschiedene Lituoliden (*Lituola strongoloides*, *Haplophragmoides* sp., häufig *Nautiloculina* sp.) und Textulariiden, die z.T. groß und relativ grobaggutinierend sind, feinaggutinierte Ammodiscidae, relativ häufig *Sabaudia minuta*, agglutinierende, quinqueloculine Formen, Meandrosiren, neben den häufig fragmentierten GGF (*Buccicrenata* sp. und *Placopsilina* sp.). Die großwüchsigen Sandschaler haben oft kleine Foraminiferengehäuse agglutiniert. Lithoklasten enthalten z.T. kleinere Komponenten. Einzelne Rindenkörner weisen häufig sehr dicke Micrite Envelopes auf (bis 100 µm).

Diagenese: Häufig ist Neomorphismus der Grundmasse zu beobachten. Syntaxiale Rindenzemente sind als schmale Solution Coronas ausgebildet. Verkieselungen können auch in Form von idiomorphen Kristallen auftreten. Glaukonit und Pyrit treten häufig in Lithoklasten und Foraminiferen auf.

MF-Typ 9 ähnelt MF-Typ 3, führt aber weniger Detritus und unterscheidet sich durch die vorwiegend mikritische Matrix und fehlende Strömung. Er ist meist mit den MF-Typen 7 und 8 assoziiert. Der Übergang zu MF-Typ 7 ist bei Abnahme der Häufigkeit der Foraminiferen, Lithoklasten und Aggregatkörner fließend.

Interpretation: Aufgrund der Ähnlichkeit mit MF-Typ 3 wird eine Zuordnung dieses Faziestyps in höherenergetische Bereiche vorgenommen. Dem entspricht auch die hohe Zahl an Lithoklasten und die sandschalige Foraminiferenassoziation mit vielen grobaggutinierenden Lituoliden. Das geringe Vorkommen größerer Bioklasten liegt wahrscheinlich an der Sortierung, worauf die Vergesellschaftung

tung mit den MF-Typen 7 und 8 hinweist. Der hohe Kalkschlammanteil der Grundmasse dagegen läßt eine Zuordnung in niederenergetische Bereiche zu. Die Vergesellschaftung mit den MF-Typen 7 und 8 weist auf Ablagerung im Bereich der Inner Ramp hin. Ähnliche Faziestypen in Beschreibungen des französischen Urgons (ARNAUD, 1981; ARNAUD-VANNEAU, 1979) oder der Nördlichen Kalkalpen (SCHLAGINTWEIT, 1991) führen immer einen größeren Teil an Rotalgen und/oder Orbitolinen und sind im Arbeitsgebiet eher mit den MF-Typen des Alb vergleichbar.

4.6.2. Mid Ramp

Die Mid Ramp liegt zwischen Wellenbasis (FWB) und Sturmwellenbasis (SWB) (Kap. 5.3.2.). Der Bereich der Mid Ramp ist am wenigsten mit den Plattformbeschreibungen vergleichbar. Der nur kurze, steile Plattformhang wird durch einen langgezogenen, hochproduktiven Bereich ersetzt. Die Faziestypen der Mid Ramp zeichnen sich durch korngestützte Gefüge aus und werden von parautochthonen Komponenten, mittlerer Tiefe dominiert (Echinodermenfragmente, Kleinforaminiferen, Spicula). Daneben sind größere Mengen an stetig eingetragendem Detritus, etwas seltener Lithoklasten sowie Bioklasten zu beobachten. Die Gesteine sind in der Regel bioturbat.

MF-Typ 10 Echinodermen-Mikrit und Pelmikrit / Packstones (Taf. 5, Fig. 4)

Dieser MF-Typ ähnelt MF-Typ 8. Parautochthone Echinodermenfragmente bilden 50 % bis 70 % der Komponenten, jedoch sind andere Bioklasten selten. Die meist dickbankigen, dichtgepackten Packstones enthalten in mikritischer und mikrosparitischer, mergeliger Grundmasse vor allem Echinodermenbruchstücke. Partiiell kann die Grundmasse pseudopeloidreich sein. Die Korngrößenverteilung ist häufig bimodal und in der Regel fein- (bis 0,3 mm) und mittelkörnig (bis 0,8 mm), wobei die Echinodermenfragmente die größere und Foraminiferen und Pseudopeloide die kleinere Fraktion bilden. Entweder ist Gradierung oder ebene Schichtung zu beobachten. Lokal sind die Komponenten nur mäßig dicht gepackt. Die Gesteine sind infolge von Drucklösung häufig knollig ausgebildet.

Die Begleitfauna bilden häufig Foraminiferen mit relativ großer Häufigkeit (bis 20 %) in ähnlicher Assoziation, wie MF-Typ 8. Textulariiden dominieren zusammen mit Cuneolinen; Milioliden und Lituoliden sind sehr selten. Akzessorisch treten Bryozoenfragmente, Schill, Spicula (lokal auch häufiger) und Mikritintraklasten auf. Die relativ häufigen Pelloide bestehen zu gleichen Teilen aus Pelletoiden und Pseudopeloiden. MF-Typ 10 kann lagenweise in MF-Typ 11 oder 12 übergehen und ist häufig mit den MF-Typen 12, 13, und 7 vergesellschaftet.

Diagenese: Orthosparit dominiert. In einigen Fällen sind als Solution Coronas ausgebildete syntaxiale Rindenzemente zu beobachten. Ausgeprägte Stylolithen haben die Komponenten angelöst. Häufige Verkieselungen treten in amorpher und kristalliner Form auf. Diagenetisch dichtere Packung infolge von Drucklösung kann partiell nicht ausgeschlossen werden.

Interpretation: Bildungsbereich ist die proximale Mid Ramp. Wie bei MF-Typ 8 ist für echinodermenreiche Gesteine die distale Inner Ramp bis proximale Mid Ramp als bevorzugter Sedimentationsraum anzunehmen. Das Fehlen anderer flachmariner Organismen deuten auf ein tieferes Environment als für MF-Typ 8 hin. Selten sind diese beiden MF-Typen auch nebeneinander zu beobachten.

MF-Typ 11 Schill-Detritus-Biomikrit bis -sparit/ Packstone bis Floatstone (Taf. 5, Fig. 5 und 6)

Die dünn und dickbankigen Pack- und Floatstones weisen eine ebene Schichtung im cm-Bereich auf. Die schlecht sortierten, arenitischen Bioklasten können bis zu 75 % des Sediments ausmachen. Die Packstones sind z.T. lagenweise mäßig ausgewaschen und selten mergelig und leicht knollig ausgebildet. Die Komponenten können lagenweise in Häufigkeit und Zusammensetzung stark differieren.

Die mikritische und mikrosparitische, stellenweise zu Pseudopeloiden aufgearbeitete Grundmasse enthält locker- bis dicht gepackten Schill und Detritus neben parautochthonen Echinodermenfragmente, Kleinforaminiferen und seltener bioklastischen Flachwasserkomponenten. Der Schill ist häufig gerundet und kann mehrere mm groß sein. Spicula können partiell angereichert sein. In allen Proben treten Rindenkörner auf, und mikritische Intraklasten machen 5 bis 10 % der Komponenten aus.

Die Foraminiferenassoziation wird von relativ grobaggutinierenden Textulariiden, seltener von Cuneolinen und Lituoliden dominiert. Untergeordnet finden sich Milioliden (Meandrospiren und Quinqueloculinen) und kleine Fragmente von GGF. Schill ist häufig durch grobblockigen Calcit ersetzt. Identifizierbare Austernfragmente sind oft angebohrt; nur selten treten Pectiniden, Brachiopoden sowie Gastropoden auf. Schichtweise können Dasycladaceenfragmente angereichert sein. Akzessorisch finden sich Bryozoenfragmente (Cheilostomata), Acicularien, Coralinaceen, Ostrakoden, Serpeln, Fragmente von Gerüstbildnern, Aggregatkörner und sparitische Intraklasten.

Diagenese: Neben Orthospariten kommt in einigen Bereichen neomorphe Umbildung von Mikrit zu Mikrosparit vor. Echinodermenfragmente weisen häufig syntaxiale Rindenzemente auf.

Interpretation: Die z.T. vorkommende Auswaschung wird auf vorhandene Bodenströmung zurückgeführt. "Lamellibranch muds" entstehen nach WAGNER & VAN DER TOGT (1973) im arabischen Golf rezent im proximalen Bereich der homoklinalen Karbonatrampe in etwas größeren Tiefen. Sie treten in Tiefen um 8 bis 10 m auf (PURSER, 1973). Da in den vorliegenden Gesteinen des MF-Typs keine Anzeiger für flachmarine Bedingungen auftreten, ist insgesamt eine Ablagerung unterhalb der FWB anzunehmen. Die große Anzahl gerundeter Bioklasten sowie das Vorkommen von Rindenkörnern und Intraklasten weisen weiterhin auf einen stetigen Eintrag aus höherenergetischen Bereichen hin.

MF-Typ 12 Foraminiferen-Echinodermen-Intrabiomikrit und -Pelmikrit mit Detritus / Packstone, dünnbankig bis dickbankig (Taf. 5, Fig. 7 und 8)

Dünnbankige bis dickbankige Serien aus häufig bioturbaten Packstones können im cm-Abstand geschichtet sein. In mikritreicher, z.T. zu Pseudopeloiden aufgearbeiteter Grundmasse liegen dichtgepackt meist gut sortierte Bioklasten, die in der Regel kleiner 0,5 mm sind. Die Gesteine sind nur selten schwach ausgewaschen und häufig knollig ausgebildet.

Dieser MF-Typ ist durch die Vergesellschaftung von Komponenten der oberen Mid Ramp mit geringem Anteil von Komponenten der Inner Ramp charakterisiert. Die parautochthone Hintergrundsedimentation wird von feinkörnigem Echinodermenbruch, Detritus, Kleinforaminiferen, Spicula und mikritischen Intraklasten, sowie von Pseudopeloiden repräsentiert. Lokal sind grobkörnigere Lagen (cm mächtig) mit Komponenten von der Inner Ramp eingeschüttet.

Die Foraminiferenassoziation besteht aus agglutinierenden und mikrogranularen Kleinforaminiferen, wobei Textulariiden dominieren und Lituoliden nur noch selten vorkommen. Daneben sind Rotaliiden (meist *Valvulineria* sp.) und Ammodisciden vorhanden. Cuneolinen (bis 300 µm groß) und Milioliden sind eher selten. Einzelne größere Bioklasten bestehen aus Echinodermenbruch oder Schill, seltener sind Bioklasten wie Bryozoen, GGF, Korallen und Rotalgen. Bei den Bryozoen sind cheilostomate Formen häufiger als Cyclostomata. Dasycladaceen sind selten. Acicularien sind in vielen Proben mit geringer Häufigkeit vertreten. Akzessorisch können Rindenkörner sowie Aggregatkörner vorkommen. Einige der Proben führen Pellets. Lokale treten ganze Brachiopoden, Ostrakoden oder gut erhaltene Kieselchwammfragmente auf. Häufigeres Auftreten von Lituoliden und Lithoklasten ist oft mit dem Rückgang von Pseudopeloiden verbunden. Diese Proben liegen im Übergangsbereich zu MF-Typ 9.

Diagenese: Die Mikritmatrix ist oft neomorph zu Mikrosparit umkristallisiert. Neben Orthospariten werden häufig syntaxiale Rindenzemente beobachtet. Aragonitische Rindenzemente sind selten.

Dieser Faziestyp entstand im Übergangsbereich von MF-Typ 7 und MF-Typ 13. Der Unterschied zu MF-Typ 7 liegt im völligen Fehlen von autochthonen Flachwasserkomponenten. MF-Typ 13 dagegen führt wesentlich weniger allochthone Flachwasserkomponenten und die Artendiversität ist geringer. Diese Unterscheidung wird getroffen, da gerade in diesem Bereich die häufigsten Schwankungen im untersuchten Gebiet auftreten.

Interpretation: Die autochthone Sedimentation zeigt eine etwas größere Tiefe und ruhige Sedimentation an. Einzelne Lagen mit erhöhtem Anteil von Flachwasserkomponenten werden auf Tempestite zurückgeführt. Der stetige Eintrag aus flacheren Bereichen weist auf zumindest aktive Bodenströmung hin. Die Sedimente wurden dicht unterhalb der FWB abgelagert. Insgesamt ist der MF-Typ in bathymetrische Tiefen zwischen die MF-Typen 7 und 13 einzuordnen. MF-Typ 12 bildet häufig die Basis einer Serie aus Inner Ramp Gesteinen, d.h. er ist oft mit den MF-Typen 3, 4 und 7 vergesellschaftet. Lokal tritt er aber auch isoliert zwischen Gesteinen der tieferen Rampe auf, wo er Perioden mit niedrigem Meeresspiegelstand anzeigen kann.

4.6.3. Outer Ramp

Der Outer Ramp werden Faziestypen zugeordnet, deren Komponentenspektrum von der autochthonen Hintergrundsedimentation gekennzeichnet ist. Kalkschlamm-gestützte Wackestones sind die typischen Gesteine, wogegen die Packstones etwas zurücktreten. Foraminiferen, Spicula und sehr feinkörniger Detritus bilden den wesentlichen Anteil der Komponenten. Auffällig ist das fast völlige Fehlen von planktischen Foraminiferen. Der Kalkschlamm- und Tonanteil ist deutlich höher als in anderen Fazieszonen.

MF-Typ 13 Foraminiferen-Spicula-Mikrit bis -Pelmikrit / Packstone (Taf. 6, Fig. 1 und 2)

Die dünn- bis dickbankigen, oft feinschichtigen Packstones sind z.T. knollig und oft mergelig ausgebildet, meistens bioturbat und schwach ausgewaschen. Die mikritische oder mikrosparitische, pseudopeloidreiche, stellenweise mergelige Grundmasse enthält max. 50 % feinkörnige Komponenten (bis 0,4 mm). Gegenüber MF-Typ 12 nimmt der Komponentengehalt ab.

Das Schliffbild des MF-Typs 13 wird von paraautochthonen Komponenten der Mid Ramp geprägt. Echinodermenbruchstücke, Spicula (Monaxome und Triaxome, selten ganze Schwämme), Kleinforaminiferen und Pelloide (Pseudopelloide und seltener Pellettoide) kennzeichnen diesen Faziestyp. Der Anteil an gröber agglutinierenden Foraminiferen und Lithoklasten geht gegenüber MF-Typ 12 deutlich zurück, die Menge der Pelloide und der Spicula nimmt zu. Die Foraminiferenassoziation wird von Textulariiden, *Valvulineria* sp., *Sabaudia minuta* bis 300 µm, kalkschaligen Gattungen und wenigen Milioliden (Meandrospiren und *Quinqueloculina* sp.) gebildet. Gut gerundeter Detritus erreicht in fast allen Proben mittlere Häufigkeiten, und die mikritischen Lithoklasten unterscheiden sich durch ihre unscharf abgegrenzte Form oft kaum von den kleineren Pseudopeloiden. Einige Proben enthalten auch detritischen Quarz. Pellets sind partiell vorhanden. Bruchstücke von Mollusken und Brachiopoden, sowie undifferenzierter Schill und Ostrakoden sind selten.

Einige Proben zeigen trotz tiefermariner Fauna gering bis stärker ausgewaschene, korngestützte Gefüge. Diese Proben führen vermehrt Foraminiferen, Detritus, Pelloide und viel Glaukonit; sie dominieren in Profil Montanisell.

Diagenese: Die diagenetischen Kennzeichen gleichen MF-Typ 12. Häufiger ist neomorphe Sammelkristallisation der Matrix zu Mikrosparit zu beobachten. Typisch ist die Mikritisierung der Rotaliiden. Authigener Glaukonit tritt häufig in Foraminiferenkammern auf, seltener dagegen in Peloiden und Detritus. Detritischer Glaukonit tritt fein verteilt in der Matrix auf und ist vor allem für Proben aus dem

Profil Montanisell (Abb. 15, Anhang II.III) typisch. In diesem Profil ist auch randliche Anlösung der Foraminiferen charakteristisch. Stylolithen finden sich bevorzugt in mergeligen Proben.

Interpretation. Dieser Faziestyp repräsentiert die autochthone Hintergrundsedimentation in mittleren Tiefen der proximalen Outer Ramp. Fehlender Eintrag von Flachwasserkomponenten und die ebene Schichtung zeigen eine ruhige Sedimentation unterhalb der SWB an. Auffällig ist das Fehlen der in diesem Bereich zu erwartenden planktischen Foraminiferen. Für nur mittlere Tiefen spricht der noch relativ hohe Anteil an Echinodermen. Die geringe Auswaschung und die Pseudopeloid-Bildung weisen auf vorhandene Bodenströmung hin. Der lokal hohe Anteil an authigenem und detritischem Glaukonit sowie die angelösten Foraminiferen deuten auf geringe Sedimentationsraten und folglich lange Verweildauer der Komponenten im Sediment/Wasser Grenzbereich hin. Geringe Sedimentationsraten und geringe Bodenströmung können in größeren Tiefen zu relativ großer Auswaschung führen, was den hohen Sparitanteil und die Komponentenanreicherung erklärt. ARNAUD-VANNEAU (1979) beschreibt aus den Beckensedimenten des Barrême im französischen Jura glaukonitreiche, Lenticulinen-führende Echinodermen-Spicula-Mergel. Sie unterscheiden sich von den auf der Rampe von Organyà angetroffenen Sedimenten durch eine individuenarme benthische Foraminiferenfauna.

MF-Typ 14a Spicula-Foraminiferen-Mikrit und Pelmikrit / Wackestone (Taf. 6, Fig. 4)

MF-Typ 14b Spicula-Mikrit (Taf. 6, Fig. 3)

Die meist dünnbankigen, mergeligen Kalke sind oft knollig ausgebildet sein. Die cm- bis mm-Schichtung kann durch starke Bioturbation gestört sein. Die Komponenten sind schlecht sortiert; die meist feinkörnigen (bis 0,3 mm) Bioklasten sind von einzelnen größeren (bis 0,5 mm) Körnern begleitet.

In mikritischer oder pelmikritischer Matrix schwimmen locker gepackte Spicula (überwiegend Monaxome), Foraminiferen und feinkörniger Detritus. Weiterhin tritt in geringeren Mengen Schill (z.T. Bivalven- und selten Brachiopoden zuzuordnen) auf, begleitet von feinkörnigen Echinodermenbruchstücken, einigen Ostrakoden und Serpeln. An abiogenen Komponenten kommen im Gegensatz zu MF-Typ 13 außer Detritus und Pseudopeloiden nur in geringen Mengen mikritische und selten sparitische Intraklasten vor. Die Pseudopeloide zeigen oft einen unscharfen Rand und sind kaum von der Matrix zu unterscheiden (nur sehr geringe Aufarbeitung).

Der Gehalt von Spicula, Foraminiferen und Detritus kann lokal bis zum Spicula-Mikrit (MF-Typ 14b) oder zum Foraminiferen-Detritus-Mikrit variieren. Die Übergänge sind jedoch so fließend, daß hier keine Unterscheidung getroffen wurde. Bei den Spicula treten neben den überwiegenden Monaxomen nur in geringen Mengen Triaxome auf. Die Spicula sind meist in Lagen konzentriert. Die Foraminiferenassoziation setzt sich folgendermaßen zusammen: häufig *Dorothien*, trochospirale Kalkschaler, *Ammodisciden*; *Valvulineria* sp. und *Textulariiden*. An *Cuneoliniden* tritt nur *Sabaudia minuta* mit relativ kleinem Wuchs auf. *Milioliden* sind relativ selten und klein (meist < 100 µm). Weiterhin sind *Nodosaria* sp. und *Lenticulina* sp. vorhanden und in seltenen Fällen mikritisierte planktische Foraminiferen. In zugehörigen Mergeln konnte eine Lenticulinen-Dorothien-Assoziation bestimmt werden. Akzessorisch können lokal kleine Fragmente cheilostomater Bryozoen, Rot- und Grünalgen (meistens *Acicularien*, schichtweise *Dasycladaceen*) und GGF vorkommen. Lokal sind Echinodermen und zweiklappige Brachiopoden vorhanden.

Diagenese: Authigener Pyrit, Limonit und lokal Glaukonit sind häufig und kommen sowohl in Foraminiferenwänden und -kammern sowie als 50 µm große Aggregate und feinverteilt in der Matrix (bis 30 µm) vor. Seltener wurde framboidaler Pyrit beobachtet. Stylolithen durchziehen mergelige Proben oft als "smooth stylolithes". Vuggy Porosity kann an Klüften und in spiculareichen Arealen auftreten und ist mit grobkristallinem Calcit gefüllt. Neomorphismus und Verkieselungen sind sehr selten.

Interpretation: Ruhige Sedimentation unterhalb der SWB im Bereich der distaleren Outer Ramp. Strömungsbedingte Aufarbeitung führt zur Pseudopeloid-Bildung. Die schlecht ausgebildete Form der Peloiden weist auf nur ganz schwache Strömung hin. Die reiche autochthone benthische Foraminiferenfauna zeigt normalmarine Bedingungen an.

GRÖTSCH und FLÜGEL (1992) interpretieren Foraminiferen-Wackestones mit primär silikatischen Spicula hexactinider Schwämme und weniger Bivalven, Ostrakoden und anderen Fragmenten aus japanischen und mittelpazifischen, kretazischen Atollen als Ablagerungen einer pelagischen Stillwasser Fazies. ARNAUD (1981) beobachtete eine bioturbate Foraminiferen-Spicula-Wackestone-/Mergel-Fazies in den an urgonische Plattformen anschließende Becken.

MF-Typ 15 Foraminiferen-Pelmikrit bis Mikrit / Wackestones (Taf. 6, Fig. 5.)

Die ebenschichtigen oder knolligen, mergeligen Bänke sind häufig bioturbat. In Wackestones schwimmen einzelne kleinere Komponenten (0,02 bis 0,3 mm).

In mikritischer bis seltener pelmikritischer Grundmasse schwimmen locker gepackte Kleinforaminiferen. Außerdem kommen in geringen Mengen Echinodermenbruchstücke, Schill (Brachiopoden häufiger als Mollusken und undifferenzierte Schill), Serpeln und Spicula vor. Brachiopoden können zweiklappig in der mikritischen Matrix vorliegen. Die abiogenen Komponenten sind mit Ausnahme der Pseudopeloiden und mikritisierten Komponenten nur in kleinen Mengen vorhanden und setzen sich aus feinkörnigem Detritus, mikritischen Intraklasten und feinstkörnigen Extraklasten (in der Regel terrigener Quarz) zusammen. Die Foraminiferenassoziation besteht aus trochospiralen Kleinforaminiferen, *Valvulineria* sp., textulariiden Formen, vielen Dorotheen, Lenticulinen und Nodosarien. Auffällig ist auch hier das Fehlen planktischer Foraminiferen. In einigen Proben kann Coccolithen nachgewiesen werden. Der Erhaltungszustand ist jedoch so schlecht, daß keine Aussagen über ihren Anteil am Sediment getroffen werden können.

Interpretation: Der MF-Typ wird in die distale Outer Ramp gestellt. Leichte Bodenströmung war partiell noch vorhanden. Ansonsten war die Sedimentation von autochthonen Komponenten und detritischem Ton- und Quarz-Eintrag bestimmt. Die Bioturbation und die benthischen Foraminiferen zeigen oxische Bedingungen an. Eine *Tritaxia-Lenticula-Dorothea*-Assoziation ist nach MOULLADE (1966) typisch für offenmarine Außenschelf-Bereiche, was die Einordnung dieses Faziestyps in die distale Outer Ramp unterstützt.

4.6.4. Faziestypen im Alb

4.6.4.1. Inner Ramp

Die Gesteine des Alb unterscheiden sich vor allem durch den höheren Gehalt an Rotalgen in sämtlichen Proben von den MF-Typen des Apt.

MF-Typ 16 Rotalgen-Spicula-Biointrasparit / Packstone, ausgewaschen, schräggeschichtet (Taf. 6, Fig. 6 und 7)

Lagenweise gut ausgewaschene, dichtgepackte, bioklastische Packstones sind relativ gut sortiert. Die feinkörnigen Komponenten (bis 70 %) liegen im Bereich zwischen 0,05 und 0,2 mm. Das Gestein erscheint im Schliffbild schräggeschichtet.

In der sparitischen, schichtweise auch pelmikritischer Matrix liegen die Bruchstücke von Echinodermen, Rotalgen und Spicula neben mikritischen Intraklasten, kleinem Detritus, Pseudopeloiden und Bahamit-Peloiden. Die articulate Rotalgenfauna setzt sich aus *Agardhiellopsis cretacea*., *Paraphyllum* sp., *Kymalithon* sp. und Bruchstücken der inkrustierenden Form *Pseudolithothamnium* sp. (von vielen

Autoren auch als *Ethelia* bezeichnet) zusammen. Die relativ individuenarme Foraminiferenfauna ist relativ artenreich und enthält sowohl agglutinierende als auch kalkschalige Formen. Textulariiden dominieren; dickwandige Lituoliden, Milioliden und Cuneolinen (u.a. *Sabaudia minuta*) sind hingegen selten. Ferner treten zahlreiche Aggregatkörner auf, die sich aus kleinen Peloiden zusammensetzen. Außerdem sind folgende Komponenten zu beobachten: Bryozoenfragmente, Ostrakoden, Rindenkörner und gerundete Schalenfragmente.

Die Diagenese ist vor allem von syntaxialen Rindenzementen um Echinodermen charakterisiert, die einen großen Teil der sparitischen Grundmasse bilden. Außerdem sind aragonitische und Mg-calcitische Rindenzemente in Foraminiferenkammern und um Bioklasten vorhanden. Auffällig sind die gute, oft kieselige Erhaltung der Spicula und die häufigen Verkieselungen in Form von Chalcedon oder idiomorphen Kristallen in Klüften und Lösungsporen (Tafel 10, Fig. 7).

Interpretation: Die Rotalgenassoziation ist typisch für die Vimport-Fazies (LEMOINE, 1925). Diese Algen haben ein festes Substrat bevorzugt und waren auf den geschützten Bereich des Rifffkerns oder das Reef Flat beschränkt (REITNER, 1987). Die Rotalgen sind allerdings typischerweise mit Orbitolinen vergesellschaftet, die fast im gesamten Profil fehlen. *Agardhiellopsis*-Echinodermen-Vergesellschaftungen mit Orbitolinen und Rudisten werden auch von BOUROULLEC et al. (1979) im lagunären und lee-wärtigen Bereich der "Barrière construite" beschrieben.

Die gute Auswaschung, Schrägschichtung und die sandschalige Foraminiferenassoziation weisen auf ein flaches, höherenergetisches Environment im Bereich der distalen Inner Ramp in Form von Sand Shoals hin. Die Rotalgen-Spicula-Fazies ersetzt die im Apt im Bereich oberhalb FWB liegende Fazies der MF-Typen 3 bis 9. SCHLAGINTWEIT (1991) beschreibt mit einem "Sandigen Foraminiferen-Biopelsparit bis Biopelmikrit" (MF-Typ 22) einen sehr ähnlichen Faziestyp, den er dem oberen Talus einer Karbonatplattform zuordnet. Dieser MF-Typ unterscheidet sich von MF-Typ 16 nur durch das Vorkommen von detritischem Quarz; übereinstimmend ist hingegen das Fehlen von Lituoliden.

MF-Typ 17 Rotalgen-Lituoliden-Biopelmikrit und -sparit / Packstone, schräggeschichtet oder ausgewaschen (Taf. 6, Fig. 8)

Dieser MF-Typ unterscheidet sich von MF-Typ 16 lediglich durch das fast vollständige Fehlen der Spicula, häufiger auftretende Lituoliden (u.a. *Nautiloculina* sp.) und lagenweise angereicherten GGF.

Dieser Faziestyp ist in sehr ähnliche Bereiche einzuordnen wie MF-Typ 16; die abnehmende der Häufigkeit der Spicula und die größere Häufigkeit der Lituoliden wird auf Zunahme der Wellenenergie zurückgeführt. Es entsteht eine typische Sand Shoal-Fazies.

MF-Typ 18 Rotalgen-Intrasparit mit *Simplorbitolina* sp. / Packstone, ausgewaschen, locker gepackt (Taf. 7, Fig. 1 und 2)

In schichtweise gut ausgewaschenen, schlecht sortierten Packstones dominieren bis 0,8 mm große Bioklasten. Die Grundmasse ist sparitisch oder mikrosparitisch. Das Schliffbild wird von Intraklasten, Foraminiferen, Detritus und artikulaten Rotalgen geprägt.

Außer mikritischen Lithoklasten sind auch pyritisierte Bioklasten und Aggregatkörner häufig. Die Rotalgenassoziation entspricht MF-Typ 16. Bei den Foraminiferen dominieren agglutinierende Arten (Textulariiden, Lituoliden, u.a. *Nautiloculina* sp., *Cuneolina* sp., Bruchstücke von GGF). Auch Quinqueloculine Formen zeigen oft agglutinierte Außenwände. Typisch für diesen Faziestyp ist dazu das Auftreten von *Simplorbitolina manasi* SCHROEDER. Schill ist meist umkristallisiert, selten sind die Primärstrukturen von Austern und Brachiopoden erhalten. Echinodermenfragmente, Detritus und Schill sind häufig von Mikroorganismen umkrustet oder zeigen endolithische Anbohrungen oder dicke

Micrite Envelopes. Akzessorisch sind Bryozoenfragmente, Serpeln, Dasycladaceenfragmente, Acicularien und Gastropoden vorhanden.

Diagenese: Selten sind große syntaxiale Rindenzemente und Rindenzemente aus Mg-Calcit oder Aragonit vorhanden. Neben der häufigen Moldic Porosity in primär aragonitischen Komponenten ist Vuggy Porosity zu beobachten. Charakteristisch ist das häufige Auftreten von authigenem Glaukonit in Foraminiferenkammern (häufig in *Simplorbitolina* sp.) und in Intraklasten. Verkieselungen sind in Schalenfragmenten und seltener in porenfüllenden Spariten ausgebildet.

Interpretation: Dieser Faziestyp wurde nur in der jüngsten Probe angetroffen. Die MF-Typ 3 ähnliche Fazies zeigt einen vergleichbaren Sedimentationsraum an. Die Zunahme der Korngröße, das Vorkommen von Austern- und Pectinidenschalen und das Auftreten von *Simplorbitolina* sp. kann einen etwas flacheren Faziesraum andeuten.

4.6.4.2. Mid Ramp

MF-Typ 19 Intrapelmikrit mit Spicula und Rotalgen/ Packstones (Taf. 7, Fig. 3 und 4)

Dieses MF-Typ liegt in Form von dünnbankigen, knolligen, z.T. mergeligen, hellgrauen Wacke- und Packstones vor. Die dichte Packung der mäßig bis schlecht sortierten, relativ feinkörnigen Komponenten (0,05 bis 0,05 mm) wird vor allem durch den hohen Gehalt an Peloiden erreicht. Die cm-mächtigen Schichten sind partiell sehr schwach ausgewaschen und in der Regel mäßig bioturbat.

Gesteinsbildend auftretende Spicula in einer pelmikritischen oder mikrosparitischen Grundmasse zusammen mit zahlreichen Mikritintraklasten und mäßig häufig auftretenden Bruchstücken artikulater Rotalgen charakterisieren diesem MF-Typ. Die Begleitfauna wird von kleinen Echinodermenfragmenten und Detritus sowie von einer gering bis mäßig häufigen (5% bis 10 %), diversen Kleinforaminiferenassoziation gebildet.

Bei den Spicula überwiegen große Monaxome (bis 100 mal 500 µm), die parautochthon in kleinen Flecken angereichert sein können; selten sind Kieselschwammfragmente. Die Rotalgen sind in der Regel schlecht erhalten; die Assoziation wird im wesentlichen von *Agardhiellopsis* sp. bestimmt. Die Peloiden setzen sich aus Bahamit-Peloiden und Pseudopeloiden zusammen, die fließend in größere Lithoklasten übergehen. In sparitischen Bereichen sind kleine Aggregatkörner vorhanden. Außer unbestimmten Echinodermenfragmenten treten auch Echinidenstacheln auf. Die Foraminiferen sind oft zerbrochen und mikritisiert. Die Assoziation wird von sandschaligen und kalkschaligen Kleinforaminiferen beherrscht (u.a. Ammodisciden und sehr kleine Milioliden: *Meandrospira* sp. und *Quinqueloculina* sp.). Daneben sind agglutinierende Textulariiden, partiell grobaggutinierende, großwüchsige Lituolacea und umgelagerte *Simplorbitolina* sp. und selten Cuneolinen vorhanden. Akzessorisch können gerundeter Schill und Rindenkörner auftreten.

Diagenese: Mikritisierung der Komponenten ist typisch und die Gesteine können schwach neomorph überprägt sein. Syntaxiale Rindenzemente bilden in mikritischen Arealen Solution Coronas. Sie sind auch in den häufigen sparitischen Bereichen zu beobachten. Vuggy Porosity ist vor allem im Bereich von Spicula-Anreicherungen ausgebildet. Auffällig ist die oft kieselige Erhaltung der Spicula. Klüfte und Lösungsporen sind häufig in Form von Chalcedon verkieselt. Diese Verkieselungen können mit grobkristallinen Calcitcementen verwachsen sein. Sekundär verkieselte Calcitcementen können tertiär recalcitisiert sein. (Tafel 10, Fig. 7).

Interpretation: Auch dieser Faziestyp geringe zeigt Einflüsse der flachmarinen Rotalgenfazies. Die insgesamt aber deutliche Abnahme der Algen sowie der agglutinierenden Foraminiferen ist auf eine tiefere Lage unterhalb der FWB zurückzuführen. Bodenströmung ist in Form von gering ausgewaschen Packstones und Peloidbildung dokumentiert. Der Sedimentationsraum lag in einem Bereich

der proximalen Mid Ramp, in den Rotalgenbruchstücke aus flacheren Bereichen eingetragen wurden. Sedimente mit weniger Rotalgenfragmenten können auch im Bereich der proximalen Outer Ramp abgelagert worden sein.

MF-Typ 20 Rotalgen-Spicula-Intrapelmikrit mit Korallen oder großen Bioklasten / Packstone (Taf. 7, Fig. 5 und 6)

Diese dickbankigen, schlecht sortierten Packstones unterscheiden sich von MF-Typ 19 im wesentlichen durch das Vorkommen einzelner größerer Komponenten, wie solitärer Korallen und einzelner grobaggutinierender, großwüchsiger Lituolacea, großer Austernfragmente oder größerer verkieselter Bioklasten. Die Grundmasse ist weniger mergelig und schichtweise etwas stärker ausgewaschen.

Die Hauptkomponenten unterscheiden sich nur dadurch von MF-Typ 19, daß Rotalgen etwas häufiger sind. Neben *Agardhiellopsis* sp. kann häufiger *Pseudolithothamnium* sp. auftreten.

Die allochthonen Korallen und sonstigen Bioklasten zeigen Krusten von nicht differenzierbaren Mikroorganismen, von *Pseudolithothamnium* sp. (Tafel 8, Fig. 8) und seltener Krusten von Rotalgen (Tafel 8, Fig. 7). Lithoklasten und Aggregatkörner können etwas größer sein (bis 400 µm) als in MF-Typ 19. Die Foraminiferenassoziation führt mehr agglutinierende Textulariden und etwas gröber agglutinierende Lituoliden. Grobaggutinierende, großwüchsige Lituolacea (u.a. *Placopsilina* sp., *Acruliammina* sp.) haben bevorzugt die zur Verfügung stehenden Kleinforaminiferen und kleinere Lithoklasten in ihre Wand eingebaut. Akzessorisch sind Schill, Mollusken- und Brachiopodenfragmente; kleinere Gastropoden, Ostrakoden, Lagenina und Serpelbruchstücke zu finden.

Die diagenetischen Kennzeichen entsprechen MF-Typ 19.

Interpretation: Der Sedimentationsraum entspricht im wesentlichen MF-Typ 19. Die etwas größere Häufigkeit von Bioklasten, grobaggutinierenden Foraminiferen, Korallen sowie die Krusten von Mikroorganismen weisen auf etwas flacheres Milieu hin. Weiterhin wird aber die proximale Mid Ramp als Sedimentationsraum angenommen, da keinerlei Anzeichen für erhöhte Wellenenergie zu beobachten sind.

5. DER ABLAGERUNGSRAUM ORGANYÀ IM APT / ALB - MODELL

5.1. Der Sedimentationsraum: Rampe versus Plattform

Alle bisherigen Bearbeiter beschreiben im Bereich von Organyà während der gesamten Unterkreide ein Plattform-Becken-Modell (WILLEMS 1982, PEYBERNÈS 1976, GARRIDO-MEGIAS & RÍOS ARAGÜES 1972, BERÁSTEGUI et al. 1990, GARCIA-SENZ et al. 1991). Hierbei wird in der Regel von einer E-W verlaufenden Küste mit Beckenzentrum im Norden der Sierra Santa Fe Synklinale ausgegangen. GARCIA-SENZ et al. (1991) vermuteten ein Depozenter unter der Sierra Santa Fe.

Unter dem Begriff Plattform werden in dieser Arbeit nur sogenannte "Flat-topped Platforms" oder "Rimmed Shelves" nach READ (1985) verstanden. Sie sind definiert durch ihre charakteristische Morphologie und die Faziesverteilung. In einem Plattform-Becken Modell können nach READ (1985) folgende Fazieszonen unterschieden werden: a) **Lagune**; b) **Rim**, nach MCILREATH & JAMES (1979) Riff oder Kalksand dominiert; c) **Foreslope**, definiert durch Klinoformen und relativ steiles Einfallen der Schichten (15 bis 25°), besteht aus Sanden und Breccien, d) **Lower Slope / Basin Margin**, mit Turbiditen, Breccien und feinkörniger Hangfazies; e) **Becken** mit pelagischem und hemipelagischem Kalkschlamm. Karbonatplattformen der Unterkreide werden z.B. von REITNER (1987) und NEUWEILER (1993) aus dem Apt und Alb des basko-kantabrischen Beckens beschrieben. NEUWEILER (1993) gibt für den Foreslope des Soba-Riffs im Alb Winkel von 10° bis 30° und Schuttkalke als typische Gesteine an. Weitere unter- bis mittelkretazische tethyale Plattformen werden z.B. von SCOTT (1990) aus dem Alb im Golf von Mexiko, von ENOS (1974) aus Alb von NE-Mexiko, KUSS & SCHLAGINTWEIT (1988) aus der W-ägyptischen Unterkreide oder von ROSS (1992) aus der Mittelkreide von NW-Israel beschrieben. Der Rim wird in der Regel aus Korallen-Rudisten-Riffen gebildet. Der Slope kann sowohl aus Rudisten-Korallen-Packstones (SCOTT, 1990) als auch aus grobklastischen Pack- und Floatstones bestehen und bis zu 37° steil einfallen (ROSS, 1992).

Die Karbonate des Organyà Beckens unterscheiden sich wesentlich von diesen Modellen durch das Fehlen eines gut ausgebildeten Saums sowie von Hangbreccien, Klinoformen oder assoziierter Fazies, die für Karbonatplattformen typisch sind. Stattdessen zeigt sich sowohl in der Senyús und der Font Bordonera als auch der Lluçà Formation ein gradueller Übergang der flacher marinen, bioklastischen Kalke bzw. der Riffe ins Becken, der von einem gering geneigten Relief geprägt ist.

Plattform-Modellen steht das 1973 von AHR erstmals verwendete Modell einer Karbonatrampe gegenüber. Er beschreibt die Karbonatrampe als ein, im Gegensatz zur steil abfallenden Karbonatplattform, einfaches Ablagerungssystem mit einem nur gering geneigten Hang (<1°) von der Küstenlinie bis zum Becken. Dieses ist durch einen graduellen Übergang von den wellenbewegten Flachwasserablagerungen in den Offshore-Bereich charakterisiert. Nach READ (1985) werden "distally steepened" und "homoclinal carbonate ramps" unterschieden. Die Trucial Coast des Arabischen Golfs (LOREAU & PURSER, 1973, WAGNER & VAN DER TOGT, 1973, PURSER 1973) stellt einen rezenten Ablagerungsraum dar, der eine ideale homoklinale Karbonatrampe repräsentiert. Sie ist durch einen gut gegliederten Flachwasserbereich mit vielen lokal begrenzten Sand Shoal-Gebieten charakterisiert.

Das Modell einer flach einfallenden Karbonatrampe trifft auf die Karbonate des Beckens von Organyà wesentlich besser zu als das einer Plattform. Beispiele für kretazische Karbonatrampen wurden in der Literatur wenig beschrieben. Karbonatrampen der Unterkreide sind z.B. im basko-kantabrischen Raum bekannt (FERNÁNDEZ-MENDIOLA & GARCÍA-MONDÉJAR 1989, GRÄFE & WIEDMANN 1993), wo häufig eine distal versteilte Variante auftritt. Im Französischen und Schweizer Jura entwickelte sich während des Hauterive eine homoklinale Karbonatrampe (ARNAUD-VANNEAU & ARNAUD 1990), die im Barême in eine Karbonatplattform überging. BURCHETTE & BRITTON (1985) beschreiben eine flach einfallende unterkretazische Karbonatrampe im Schelf des südarabischen Golfs.

5.2. Gliederung des Faziesraums

Die Faziesverteilung auf Rampen läßt sich nur entfernt mit der auf Karbonatplattformen vergleichen. Nach BURCHETTE & WRIGHT (1992) gilt sogar: "..., ramps and distally steepened ramps have more in common with each other sedimentologically than with flat-topped shelves."

Da auf Karbonatrampen morphologische Grenzen der verschiedenen Faziesräume fehlen, muß hier auf andere Parameter zur Gliederung zurückgegriffen werden. Die meisten Klassifikationen verwenden zwei kritische Parameter: die Wellenbasis (Fairweather Wave-Base", **FWB**) und die Sturmwellenbasis (Storm Wave-Base, **SWB**). Die aktuelle Tiefe dieser beiden Grenzen in marinen Systemen variiert stark mit den lokalen hydrodynamischen und klimatischen Bedingungen (BURCHETTE & WRIGHT, 1992).

In der Literatur finden sich verschiedene Möglichkeiten zur Gliederung einer Karbonatrampe. MARKELLO & READ (1981) teilen eine kambrische Karbonatplattform in Peritidal Platform und Shallow Ramp oberhalb der FWB sowie Deeper Ramp unterhalb der FWB ein. CALVET & TUCKER (1988) gliedern die niederenergetische Rampe des oberen Muschelkalks des katalanischen Beckens in die Shallow Ramp oberhalb der FWB und die Deeper Ramp darunter. Sie unterscheiden weiterhin zwischen proximaler Deeper Ramp, die im wesentlichen oberhalb der SWB liegt, einer Intermediate Deeper Ramp zwischen SWB und einer gering oxidierten Zone und distaler Deeper Ramp unterhalb einer suboxischen Zone. In tertiären tethyalen Karbonatrampen unterscheiden BUXTON & PEDLEY (1989) lediglich Inner und Outer Ramp Zonen.

Diese Arbeit lehnt sich an die Gliederung von BURCHETTE & WRIGHT (1992) an, die die Rampe in die **Inner Ramp** oberhalb der FWB, die **Mid Ramp** zwischen FWB und SWB und die **Outer Ramp** unterhalb der SWB unterteilen (Abb. 10).

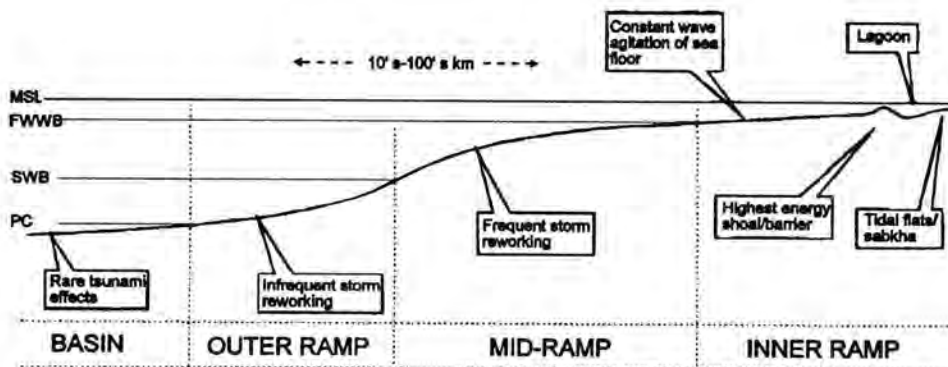


Abb. 10: Fazieszonen einer homoklinalen Karbonatrampe aus BURCHETTE & WRIGHT (1992). MSL = Mean Sea Level, FWWB = Fairweather Wave-Base, SWB = Storm Wave-Base, Pc = Pycnocline (ist im Sediment nicht immer abgebildet). Die zu den Zonen gehörige Wassertiefe ist variabel.

5.3. Modell für die Karbonatrampe von Organyà

Im folgenden wird ein Modell für die Karbonatrampe im Bereich Organyà vorgestellt. Es entstand im wesentlichen aus den detaillierten Untersuchungen im Bereich der oberen Font Bordonera Formation (Kap. 7.3.). Zusätzlich werden die Unterschiede in den älteren und jüngeren Einheiten dargestellt. Die Entwicklung der Karbonatrampe im oberen Oberapt und unteren Alb ist in Kap. 9. dargestellt.

5.3.1. Inner Ramp

Im Bereich der Inner Ramp können vier verschiedene Fazieszonen unterschieden werden: a) **Lagunenfazies**, b) **Sand Shoals**, die die Lagune abschnüren, c) eine **flachmarine, niederenergetische Fazies** und d) eine **riffdominierte Fazies**. Die Lagunenfazies ist im wesentlichen auf die obere Font Bordonera Formation sowie den Bereich im NW der Sierra Santa Fe Synklinale begrenzt (Profil Pobil). Sand Shoals kommen ab der Senyús Formation im N bzw. NW der Sierra vor, gelangen aber in der oberen Font Bordonera und der Lluçà Formation zu wesentlich größerer Bedeutung (Kap. 7.2. und 8.2.). Auch sie sind auf den Bereich im NW bzw. W beschränkt. Riffe treten in der Senyús und der Font Bordonera Formation auf. Abb. 11 zeigt die idealisierte Karbonatrampe von Organyà in der oberen Font Bordonera Formation, Abb. 12 die zugehörigen MF-Typen. Die Küstenlinie verläuft im Gebiet W' Organyà im Gegensatz zu den bisherigen Annahmen (PEYBERNÈS, 1976, WILLEMS, 1982, BERÁSTEGUI et al., 1990) im wesentlichen NW-SE, variiert aber lokal. Die gleiche Richtung ergibt sich für die Lage und Ausbreitung der Mid Ramp (Kap. 9.1 bis 9.4.).

5.3.1.1. Lagunen

Die Lagunenfazies ist hier durch Dasycladaceen-führende Wacke- und Packstones charakterisiert. Detritus-Biopelmikrite mit Dasycladaceen und Spicula (MF-Typ 2a), die Lagen mit geschütteten Komponenten aus den höherenergetischen, offenmarinen Bereichen aufweisen können, kennzeichnen den Backshoal-Bereich. Foraminiferen-Detritus-Mikrite (MF-Typ 2b) mit Dasycladaceen kommen in stärker eingeschränkten Bereichen vor. Die Dasycladaceen sind im wesentlichen auf die Gattungen *Salpingoporella* sp. und seltener *Triploporella* sp. beschränkt. Nach SCHLAGINTWEIT & WEIDICH (1991)

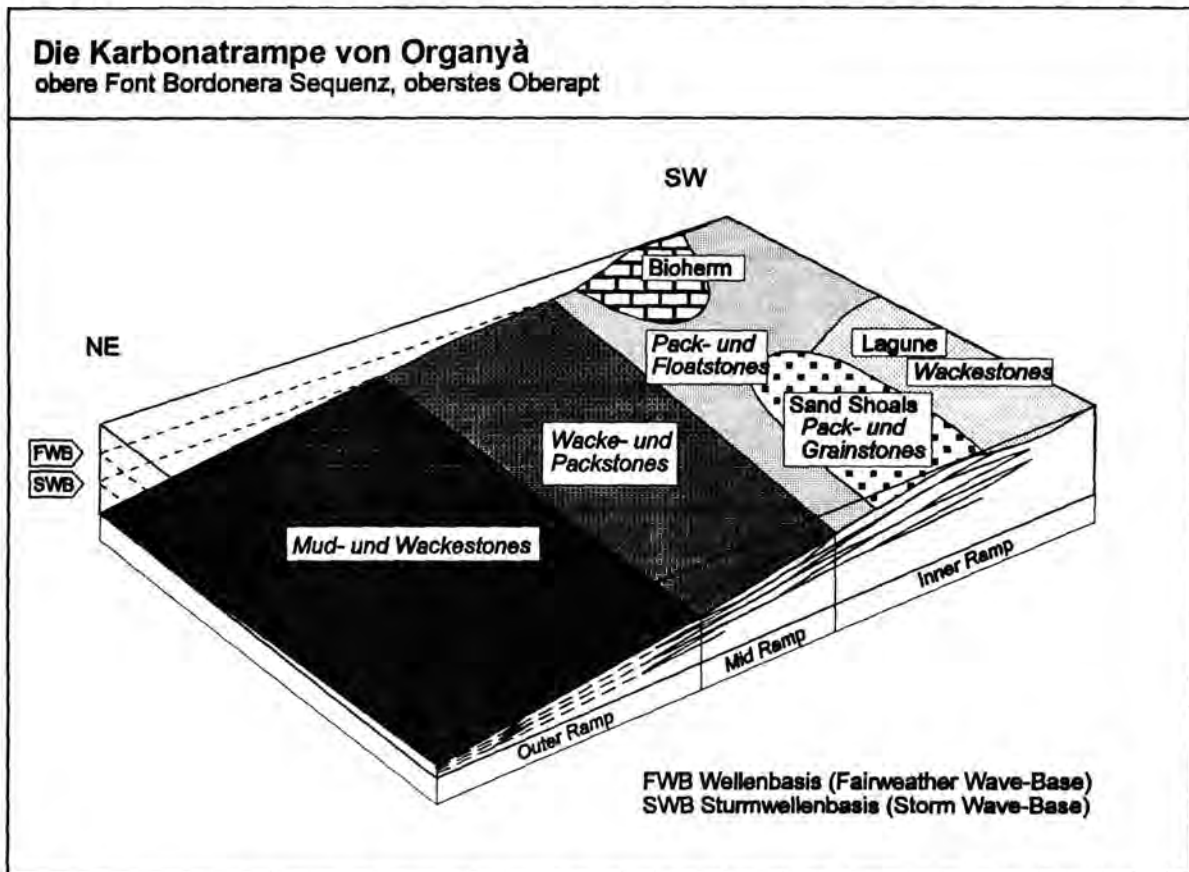


Abb. 11: Idealisiertes Modell der Karbonatrampe der oberen Font Bordonera Formation. Die Riffstrukturen sind auf einen kleinen Bereich im Süden beschränkt. Sie sind in etwas tiefere Bereiche der Inner Ramp einzuordnen und können lokal bis unter die FWB reichen. Auffällig ist der hier relativ steilere Hang im Gegensatz zur nördlichen, durch Sand Shoals dominierten Zone. Die Darstellung ist stark übersteilt.

ist eine Vergesellschaftung mit "Filterfeeder Biota" - wie z.B. Bryozoen (MF-Typ 2a) - in offenmarinen Bereichen anzusiedeln, während sie für Dasycladaceen-Udoteaceen-Biomikrite restriktive Bedingungen nicht ausschließen. Neben diesen Sedimenten sind häufig Spicula führende Wackestones (MF-Typ 1) zu beobachten. Diese zeigen keine eindeutigen Anzeichen für restriktives Milieu. Auffällig ist jedoch der Rückgang der Faunendiversität. Die Foraminiferenfauna setzt sich aus wenigen Gattungen zusammen. Die Position der Spicula-führenden Wackestones innerhalb des Profils zwischen den lagunären Sedimenten spricht für Ablagerung in lagunärem Milieu, hier speziell in etwas stärker eingeschränkten Zonen (evtl. Rückgang oder Anstieg der Salinität oder schlechte Durchlüftung) als die Dasycladaceen-Fazies. Als typisch für eine unterkretazische Plattformlagune (Unterkreide von Abu Dhabi) beschreiben BURCHETTE & BRITTON (1985) ähnliche benthische Foraminiferen-Wackestones, die große agglutinierende Formen in einer fossilführenden Mikritmatrix enthalten; außerdem ist hier der Anteil an Glaukonit relativ hoch.

Die Lagunen existieren nur im NW-Bereich des Arbeitsgebietes. Vorwiegend liegt eine offenmarine Lagune vor (normal haline Bedingungen bei Wasseraustausch mit den Becken, zeitweise geringe Strömungen). Restriktive Bedingungen treten nur kurzfristig auf und sind an Meeresspiegel-Absenkungsphasen gebunden (Kap. 14.). Die Ausdehnung der Lagunen war vermutlich relativ gering, da im SW des Gebietes keinerlei Anzeichen für lagunäre Faziesräume auftreten. Intertidale Sedimente wurden nicht beobachtet. In seltenen Fällen sind jedoch umgelagerte Komponenten mit Auftauchelementen vorhanden, die zumindest lokale Emersionszonen während Meeresspiegel-Absenkungen anzeigen.

Eine lagunäre Fazies wurde innerhalb der Font Bordonera Formation aus diesem Gebiet bisher nicht beschrieben.

5.3.1.2. Shoal-Ablagerungen

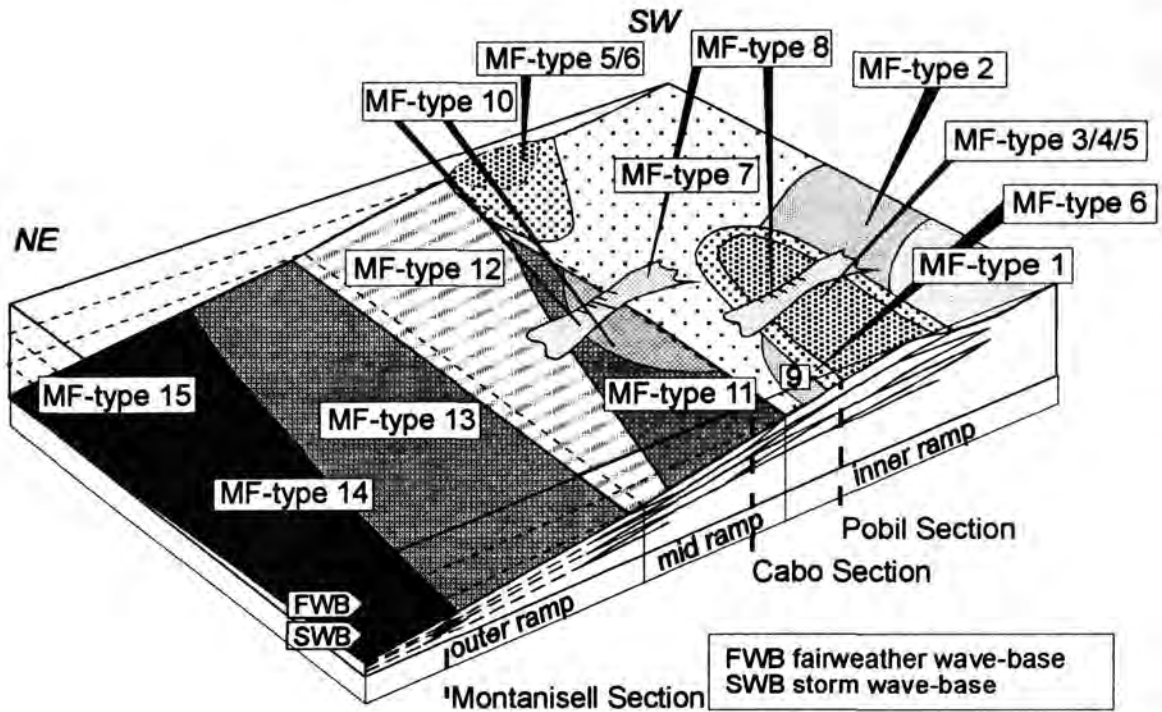
In den Sedimenten des oberen Apt und unteren Alb können verschiedene Typen von Sand Shoals unterschieden werden, die von höherenergetischen Sedimentstrukturen gekennzeichnet sind, sich jedoch in der Art der Sedimente unterscheiden. Die beiden häufigeren Typen sind durch einen hohen Anteil von Packstones charakterisiert, während andere Grainstones führen.

Strukturen: Charakteristisch für die Sand Shoals der oberen Font Bordonera Formation sind folgende Strukturen: a) geringwinklige, planare Schrägschichtung in 30 bis 50 cm mächtigen Bänken (Taf. 2, Fig. 5), b) Strömungsrippeln in 5 bis 10 cm mächtigen Bänken und c) 1 bis 3 m breite, bis 1 m tiefe, SW-NE verlaufende Channels (Taf. 1, Fig. 4 und 6). Sand Shoal-Ablagerungen treten in Schichtpaketen von 2 bis 10 m Mächtigkeit auf und verzahnen sich häufig mit lagunären Sedimenten. Im Alb sind ausgewaschene Gesteine häufiger, jedoch sind hier die charakteristischen Sedimentstrukturen (Schrägschichtung und Channels) seltener.

Sedimente: Die verschiedenen Shoal-Typen der Inner Ramp von Organyà unterscheiden sich voneinander durch die Lithofazies und durch die Mächtigkeit der Sedimentkörper. Im Gegensatz zu den Beobachtungen von BURCHETTE & WRIGHT (1992) wurden Shoals beobachtet, die hauptsächlich aus mehr oder weniger stark ausgewaschenen Packstones aufgebaut sind. Abb. 12 zeigt die Lage der verschiedenen Shoal-Typen im Blockbild:

- Typ 1 ist selten und besteht aus Grainstones und ausgewaschenen Packstones (MF-Typ 3, Foraminiferen-Intrabiosparit / Grainstone oder ausgewaschener Packstone) mit hohem Anteil an Lituoliden, Echinodermenfragmenten, Intraklasten, Rindenkörnern und Aggregatkörnern. Typ 1 tritt in der Senyüs und der Font Bordonera Formation auf.

Carbonate Ramp of Organyà



lagoonal inner ramp	MF-type 1	peloidal wackestone with spicula
	MF-type 2	peloidal biowacke- to packstone with dasycladacean algae
sand shoal inner ramp	MF-type 3	foraminiferal intrabiograine
	MF-type 4	coarse-grained intrabiopackstone
	MF-type 5	echinoderm biointrapackstone
	MF-type 6	peloidal biowacke- to packstone with foraminifera and intraclasts
low-energy inner ramp	MF-type 7	coarse-grained mollusk-bryozoan-rich biointrapackstone
	MF-type 8	echinoderm biopackstone with abundant shells
	MF-type 9	foraminiferal intrabiopackstone
mid ramp	MF-type 10	echinoderm foraminiferal peloidal packstone
	MF-type 11	shelly biopackstone to floatstone
	MF-type 12	peloidal biopackstone with foraminifera, echinoderms, spicula
outer ramp	MF-type 13	packstone with foraminifera, echinoderms, spicula
	MF-type 14	wackestone with spicula, foraminifera and fine-grained debris
	MF-type 15	wackestone with few foraminifera

Abb. 12: Verteilung der MF-Typen auf der Karbonatrampe von Organyà in der oberen Font Bordonera Formation. Im Unterschied zu Abb. 11 ist hier nur der Bereich im Norden der Sierra Santa Fe Synklinale dargestellt. Sand Shoal Ablagerungen in verschiedenen Tiefen dominieren dort den Inner Ramp-Bereich.

- Typ 2 besteht ebenfalls aus ausgewaschenen Pack- und Grainstones. Entgegen Typ 1 wird jedoch ein Großteil der Komponenten von Rotalgenfragmenten und Spicula repräsentiert (MF-Typen 16 und 17). Diese Sand Shoals treten nur im Alb der Lluçà Formation auf.
- Shoals des Typs 3 sind charakterisiert durch die Dominanz von Packstones. Die Packstones (MF-Typen 4 und 5) können ausgewaschen sein, weisen jedoch stets Reste der Mikritmatrix auf. Bioklastische Karbonate mit hohem Anteil an Echinodermen oder flachmarinen Komponenten in mikritischer Matrix dominieren. Die Sedimente verzahnen sich lateral mit Ablagerungen der Mid Ramp oder der niederenergetischen Inner Ramp. Dieser Shoal-Typ ist in der Font Bordonera häufig und tritt auch in der Senyús Formation auf.
- Die Sedimente der Shoals des Typs 4 unterscheiden sich von Typ 3 vor allem durch geringere Korngröße, geringere Diversität und einen auffallend geringen Komponentengehalt (bis < 30 %). Foraminiferen-Detritus-Pelmikrite (Pack- bis Wackestones) dominieren (MF-Typ 6) und treten in 2 bis 6 m mächtigen Einheiten auf. Trotz der Sedimentstrukturen, die höherenergetische Bedingungen anzeigen, ist die Matrix pelmikritisch.

Die verschiedenen Shoal-Typen können unterschiedlichen Bereichen auf der Inner Ramp zugeordnet werden. Die Typen 1 und 2 implizieren stärkere Wasserenergie und sind somit in Bereiche deutlich oberhalb der Wellenbasis einzuordnen. Die Typen 3 und 4 dagegen charakterisieren den Grenzbe-
reich Inner Ramp / Mid Ramp. Die Wasserenergie reichte zum Materialtransport aus, jedoch fand keine starke Auswaschung der feinen Partikel statt. Eine Interpretation als distale Ausläufer flacherer Shoals kann nur in seltenen Fällen in Betracht gezogen werden, da die Sedimente im Profil vertikal häufig fließend in Backshoal-Ablagerungen übergehen. Dabei müsste bei kontinuierlicher Migration (nach TUCKER et al., 1993, typisch für Meeresspiegelschwankungen auf homoklinen Karbonatram-
pen) der Shoal-Kamm angeschnitten werden. Das bedeutet in diesem Fall sind im Profil alle Bereiche der Sand Shoal vorhanden und auch die höchste Energiestufe wird von den gering ausgewaschenen Packstones gebildet.

Geometrie und Bildungsbedingungen: Da eine dreidimensionale Untersuchung der Shoals im Gelände mangels Aufschlüssen nicht möglich ist, kann eine Unterscheidung von flachen Sand Sheet-Strukturen und reliefbildenden Sand Shoals nur indirekt über die Sedimentstrukturen getroffen werden.

Flach winklige Schrägschichtungsblätter sind nach WARD & BRADY (1979) im Bereich der "outer-near-shore deposits" vorherrschend. Die Strömungsrippeln und Schrägschichtungsstrukturen sind vergleichbar mit den von HARMS et al. (in WARD et al., 1985) beschriebenen Strukturen aus submarinen Sand Shoals der Yucatan Küste von Mexiko. Die dort dominierenden asymmetrischen Sand Waves zeigen interne planare Schrägschichtungen, und ihre Oberfläche wird häufig von Strömungsrippeln geprägt. Diese mobilen submarinen Shoals bilden in Wassertiefen von 4 bis 6 m lang gestreckte Rücken und Patches, hervorgerufen von starken Küstenlängsströmungen. Ihre laterale Ausdehnung reicht von 10 bis 400 m, ihre Höhe von 1 bis 3 m. Auch auf der Bahamabank (HALLEY et al. 1983) sind Sand Waves die dominierende Struktur, und Strömungsrippeln auf den "Hängen" der Sand Waves typisch.

Auf reliefbildende Shoals weisen ebenfalls die eingeschnittenen kleinen Channels hin. Diese können sowohl Tidal Channels (TUCKER & WRIGHT, 1990) als auch sturmerzeugte Strukturen darstellen (HALLEY et al. 1983). Die Richtung der Channels (SW-NE) deutet auf eine SE-NW Erstreckung der Shoals hin und somit auf eine küstenparallele Ausbildung (Kap. 9.3.).

Nach DIX (1989) ist die Form von Sandkörpern am Tidenströmungs-dominierten inneren Schelf vor NW Australien vor allem von der Stärke der Wasserenergie abhängig. Flache (< 0,5 m), weit ausge-

dehnte Sand Sheets ohne charakteristische Strömungsstrukturen bilden sich bevorzugt in Bereichen mit einer Tidenströmung unter 100 cm s^{-1} und vor allem in flachmarinen Plattformbereichen oder zwischen Sand Shoals. Langgestreckte Sand Shoals (bis 4 km lange Banner Banks und Tidal Spits) dagegen entstehen bevorzugt in Bereichen mit stärkerer Tidenströmung. HALLEY et al. (1983) geben eine Bank-parallele Ausrichtung mariner Sand Belts an, im Gegensatz zu senkrecht ausgerichteten Tidal-Bar Belts, wobei die letzteren eine stärkere hydrodynamische Energie zu ihrer Bildung benötigen. Weitere wichtige Steuerungsfaktoren für die Shoal-Bildung sind nach den Autoren: die antezedente Topographie, die Geschichte der Meeresspiegelschwankungen und die Diagenese. DIX (1989) gibt im hochenergetischen, inneren Karbonatschelf von NW Australien, wo eine Barriere fehlt, für flachmarine lineare bis sinus-förmige Sandkörper hohe Mobilität an. In tieferem Wasser lokalisierte Shoals zeigen dagegen infolge Algen- und Seegrasbewuchs eine wesentlich höhere Stabilität.

Insgesamt wird der Wind-induzierte Küstenlängsstrom als wesentlicher Faktor für die Bildung der vorliegenden Shoals angesehen. Hierfür sprechen das Fehlen von intertidalen Sedimenten, die angenommene Windrichtung aus E (TOTMAN PARRISH & CURTIS 1982) und die submarine Position der Shoals. Rezente Beispiele legen für submarine, schräggeschichtete Körper eine küstenparallel ausgerichtete Shoal-Geometrie nahe (z.B. Banner Banks nach DIX, 1989). Größerer Tidenhub kann aufgrund der geringen Ausdehnung des Beckens von Organyà (Kap. 1.4.) ausgeschlossen werden. Dies läßt eine geringe Tidenströmung annehmen. Für die vorliegenden Sand Shoals wird insgesamt eine Lage in etwas tieferen Bereichen nahe der FWB angenommen, wobei Typ 1 bis Typ 4 zunehmende Wassertiefe widerspiegeln. Nach TUCKER & WRIGHT (1990: 103) liegt die FWB generell in Tiefen zwischen 10 und 20 m. Aufgrund der geringen Größe des Beckens ist von einer relativ flach positionierten FWB auszugehen. Die maximale Tiefe für die Shoal-Bildung liegt also im Bereich um 10 m.

Vergleich mit anderen Beispielen: Rezente Beispiele zeigen eine ähnliche Zusammensetzung der Sedimente. Die Shoals im Inneren der Bahamabank bestehen im Kern ebenfalls aus einer kalkschlammreichen Peloidsand-Fazies (HALLEY et al. 1983). Im Bereich der Trucial Coast am Arabischen Golf beschreiben PURSER 1973, WAGNER & VAN DER TOGT, 1973, LOREAU & PURSER, 1973 eine ähnliche Zuordnung der Skeletal Grainstones zu hochenergetischen Shoals, Küstenbarren und Tidal Channels, wobei unter den Bioklasten Mollusken, Echinoiden, Foraminiferen und Korallen dominieren. Moderne submarine Shoals auf Rampen werden meist von Skeletal Grainstones dominiert, z.B. entlang der Yucatan Küste (HARMS et al. in WARD et al. 1985). Jedoch führen die holozänen Sedimente sowohl an der Trucial Coast als auch an der Yucatan Küste von Mexiko in der Regel immer einen Anteil an Ooiden. Diese fehlen im Organyà Becken fast völlig. Auch die unterkretazische Gosauplattform der Lechtaler Alpen (SCHLAGINTWEIT, 1991) (SCHLAGINTWEIT & WEIDICH, 1991) oder die Rampenfazies des Hauterives im Schweizer und Französischen Jura (ARNAUD-VANNEAU & ARNAUD 1990) führen häufig größere Mengen von Ooiden in Bereichen, wo flachmarine Bioklastika dominieren. Beispiele für Ooid-freie bioklastische Shoals sind selten, z.B. die unter- bis mittelkretazischen, baskisch-kantabrischen Karbonatplattformen (FERNÁNDEZ-MEDIOLA & GARCÍA-MONDÉJAR, 1989, 1991) oder die unterkretazische Karbonatrampe der Mishif Formations im Offshore von Abu Dhabi (BURCHETTE & BRITTON, 1985).

Das Fehlen von Ooiden kann in einer Ablagerung in zu großen Tiefen begründet sein. Ferner kann die starke Konkurrenz von Biogenen um das zur Verfügung stehende Karbonat eine Rolle spielen (LLOYD et al., 1987). In rezenten Environments kann ein direkter Zusammenhang zwischen Riffwachstum und der Rampengeometrie hergestellt werden, die wiederum die Environments und somit das antithetische Verhalten von Ooiden und biologischer Produktivität (LLOYD et al. 1987 und SHINN et al. 1990) bestimmt. Im bearbeiteten Ablagerungsraum hat die zu große Tiefe die Ooidbildung verhindert.

5.3.1.3. Inner Ramp - flachmarine, niederenergetische Fazies

Unter der flachmarinen, niederenergetischen Fazies sind die Faziestypen zusammengefaßt, die im Prinzip das gleiche Komponentenspektrum wie die Shoals aufweisen, jedoch nicht durch eindeutige flachmarine Sedimentstrukturen gekennzeichnet sind. Die MF-Typen 7 (grobklastischer Bryozoen-Biointramikrit bis -sparit), 8 (Echinodermen-Biomikrit mit Schill) und 9 (Foraminiferen-Intrabiomikrit bis -sparit) repräsentieren eine flachmarine Fazies, deren Komponenten aus höherenergetischen Fazieszonen stammen, jedoch in ruhigeren Bereichen sedimentiert wurden. Als Sedimentationsraum kommen Backshoal-Bereiche und Zonen der Inner Ramp, in denen infolge fehlender Strömung keine Sand Shoals ausgebildet sind, sowie Areale im Bereiche distaler Ausläufer von Shoals in Frage. Diese verschiedenen Bereiche können hierbei nicht immer klar voneinander getrennt werden. Die Position ergibt sich aus der Anordnung im Profil, und teilweise auch aus dem Komponentenspektrum.

BURCHETTE & BRITTON (1985) beschreiben mittel- bis feinkörnige Mollusken-Echinodermen-Packstones mit großen Mollusken aus Backshoal-Bereichen (Mittelkreide, Abu Dhabi) und grobklastische Sedimente aus Foreshoal-Zonen. ARNAUD (1981) interpretiert Bryozoen-Echinodermen-Mikrite generell als Ablagerungen aus dem Bereich unterhalb der FWB. Dagegen sprechen jedoch in den vorliegenden Sedimenten die häufiger ausgewaschenen Bereiche sowie die z.T. nur gering umgelagerten Flachwasserkomponenten. ARNAUD-VANNEAU & ARNAUD (1990) beschreiben aus dem Haute-rive des Schweizer und Französischen Jura Bryozoen-Crinoiden-Packstones aus Bereichen direkt anschließend an schräggeschichtete hochenergetische Gesteine.

5.3.1.4. Riffe

Im Organyà Becken treten verschiedene Rifftypen auf, die von SCHÖLLHORN (1994) bearbeitet wurden. Bei den Biokonstruktionen lassen sich drei Komplexe unterscheiden. Typ A sind Sandgründe, die locker von Korallenkolonien besiedelt werden. Typ B besteht aus linsenförmigen Biostromen mit hoher Organismendiversität, die in Mergel eingeschaltet sind. Typ C stellt Korallenrasen mit hoher Besiedlungsdichte auf mergeligem Boden dar. Während Typ A kein zeitlich bevorzugtes Auftreten innerhalb des Zeitabschnitts Oberapt/Unteralb zeigt, ist Typ B typisch für das untere Oberapt und Typ C im Oberapt und unteren Alb zu finden. Die wichtigsten Biogene sind Korallen, Rudisten, Bohrmuscheln, Gastropoden, Kalkschwämme, inkrustierende Rotalgen und vereinzelt Chaetetiden, wobei im unteren Oberapt Rudisten/Korallen-Vergesellschaftungen dominieren und im oberen Oberapt hermatypische Korallen die Assoziation bestimmen. Die meisten Korallengattungen waren ebenso wie die Rudisten in der Lage, Weichböden zu besiedeln und konnten auch bei erhöhtem Schlamm eintrag wachsen.

Allgemein kann in der Senyús Formation mit zunehmender Wassertiefe eine Dominanz der Korallen gegenüber den Rudisten festgestellt werden bzw. eine Dominanz der Rudisten in flacheren Bereichen. Dabei sind die Rudisten generell oberhalb der FWB zu finden, während Korallen-Patchriffe auch in der proximalen Mid Ramp auftreten können (Schöllhorn, mündl. Mittl.). Eine ähnliche Verteilung beobachteten auch FERNÁNDEZ-MENDIOLA & GARCÍA-MONDÉJAR (1989) im baskisch-kantabrischen Becken.

5.3.2. Mid Ramp

Die Mid Ramp liegt im Bereich der Sturmwellenaufarbeitung des Meeresbodens. Die Sedimente zeigen in Organyà Becken nur wenige Sturmaktivitäten. In Schönwetterperioden dominieren - vergleichbar mit BURCHETTE & WRIGHT (1992) - "Suspensions Fall-out" Sedimente, die aus Kalkschlamm und terrigenem Schlamm bestehen und gewöhnlich bioturbat sind. Gradierte Tempestite sind nur selten zu beobachten. In dieser Arbeit wird vor allem anhand der Komponentenverteilung zwischen proximaler und distaler Mid Ramp unterschieden. An Sedimenttypen treten ausschließlich

Packstones auf. Die mergeligen Gesteine sind häufig knollig und bioturbat. Lokal ist mäßige Auswaschung zu beobachten. Die proximale Mid Ramp besteht aus Sedimenten der MF-Typen 10 (Echinodermen-Mikrit und Pelmikrit) und 11 (Schill-Detritus-Biomikrit). Den distalen Bereich der Mid Ramp bilden feinkörnige Foraminiferen-Echinodermen-Intrabiomikrite (MF-Typ 12). Im Bereich der proximalen Mid Ramp sind umgelagerte, flachmarine Biogene, Echinodermen-Detritus und andere Komponenten vorhanden ("Suspensions Fall-out"). Es dominieren jedoch Komponenten der autochthonen Hintergrundsedimentation wie benthische Foraminiferen und Spicula. Glaukonit kann häufig auftreten. Lituoliden fehlen völlig, Textulariden dagegen sind relativ häufig. Ähnliche Sedimente beschreiben ARNAUD (1981) aus den "Circalittoral" und ARNAUD-VANNEAU & ARNAUD (1990) aus Shallowing-Upward Zyklen zwischen hemipelagischen und flachmarinen Ablagerungen.

Der stetige Eintrag flachmariner Komponenten, die Auswaschung sowie die Pseudopeloidbildung weisen auf vorhandene Bodenströmungen in tieferen Bereichen hin. Eindeutige Sturmereignisse (Tempestitlagen) sind selten. Im Gegensatz zu den meisten Karbonatsystemen zeigen viele Rampen die größte Karbonatakkumulation im Bereich der Mid Ramp, d.h. unterhalb der Wellenbasis (BURCHETTE & WRIGHT 1992). Dem entspricht der relativ geringe Mächtigkeitsunterschied von zeitgleichen Mid Ramp Ablagerungen und Inner Ramp Sedimenten in der Font Bordonera Formation.

Die Sturmwellenbasis liegt nach TUCKER & WRIGHT (1990) im Bereich zwischen 30 m und 50 m. Dementsprechend ist für die vorliegenden Mid Ramp Sedimente eine Sedimentationstiefe < 30 m anzunehmen.

Austernbiostrome: Sowohl die obere Senyús Formation als auch die untere Font Bordonera Formation führen linsenförmige Ostreen-Biostrome, die in Mergel oder Kalkmergel eingeschaltet sind. Die dünnbankigen (20 bis 70 cm), linsenförmigen, mergeligen Float- und Boundstones sind durch massenhaftes Auftreten handtellergroßer Austern gekennzeichnet. ROSELL SANUY (1967) bestimmte sie als *Ostrea (liostrea) cf. pasiphae* COQUAND. Die Austern sind doppelklappig *in situ* erhalten und werden von ebenfalls zweiklappig erhaltenen Terebrateln, Rhynchonelliden und Pectiniden begleitet. Die Floatstones führen weiterhin verkieselten Echinodermenfragmente, Schill, Bryozoen und Serpeln. Charakteristisch ist der hohe Gehalt an Glaukonit.

Für die vorliegenden Ostreen-Mergel ist eine Sedimentation im Bereich der proximalen Mid Ramp bis in die distale Inner Ramp anzunehmen, wobei die Austern-Biostrome Perioden verminderter Sedimentationsraten anzeigen. Darauf weisen der hohe Glaukonitgehalt im Bereich der Austernriffe und der dickschalige Bau der Austern hin. Die Vergesellschaftung mit Bryozoen, Echinodermen und Schill deutet ebenfalls auf den Inner bis Mid Ramp-Bereich hin (s. MF-Typen 7 bis 9, Kap. 4.6.1.3.). Sedimentation nahe der FWB ist für die Ostreen-Mergel und Kalkmergel anzunehmen. Die Vergesellschaftung mit Pectiniden und Bryozoen schließt eingeschränkte Bedingungen aus.

Orbitolinen-Kalkmergel: In der Senyús Formation und der unteren Font Bordonera Formation treten mächtige Orbitolinen-führende Kalkmergel und seltener Mergel auf (Orbitolinen-Floatstones), die fast keine weiteren Komponenten führen. Die Orbitolinen sind parautochthon. Sie agglutinierten feinkörnigen terrigenen und karbonatischen Detritus, lokal auch Spicula (SCHWENKE, 1993).

Nach PRATT & SMEWING (1993) entstehen dünnbankige und knollig geschichtete tonige Mud- und Wackestones mit reichlich Orbitolinen, phosphatischen Klasten und restriktiver Begleitfauna in mittleren subtidalen Tiefen (evtl. um 50 m). Sie sind lokal mit bioklastischen Pack- und Rudstones, Austern und Rudisten vergesellschaftet. Generell wird für Orbitolinen ein breites Tiefenspektrum angegeben (höherenergetische Streßbiotope bis in tiefermarine Bereiche; SCHLAGINTWEIT, 1991). Das Fehlen anderer Komponenten deutet tiefermarine Sedimentation an, wobei die von PRATT & SMEWING (1993) angegebenen Tiefen jedoch als unwahrscheinlich betrachtet werden. Dagegen spricht insbesondere

das bevorzugte Auftreten an der Basis von Riffen. Insgesamt wird von einer Entstehung im Bereich der Mid Ramp ausgegangen.

5.3.3. Outer Ramp

Diese Zone liegt unterhalb der SWB und reicht bis in die Beckenebene. Die Sedimente zeigen nach BURCHETTE & WRIGHT (1992) nur geringe Vorkommen direkter Sturmaufarbeitung, aber eine Vielzahl von Sturm erzeugter Ablagerungen, wie z.B. gradierte, distale Tempestite. In tieferen Zonen sind eingeschränkte Bodenbedingungen möglich. Aus der Suspension gefällt tonige Karbonate oder terrigener Schlamm dominieren die Sedimente.

In der oberen Font Bordonera Formation werden die Sedimente der Outer Ramp von mergeligen Wackestones und Mergeln dominiert. Der nichtkarbonatische Anteil dieser Gesteine liegt innerhalb der Font Bordonera Formation bei 10 bis 35 % (Abb. 30). Die MF-Typen 14 (Spicula-Foraminiferen-Mikrit und Pelmikrit) sowie seltener MF-Typ 15 (Foraminiferen-Mikrit und Pelmikrit), repräsentieren die Karbonate. Packstones, die ein ähnliches Komponentenspektrum aufweisen (MF-Typ 13, Foraminiferen-Spicula-Detritus-Mikrit bis Pelmikrit), werden ebenfalls der proximalen Outer Ramp zugeordnet. Glaukonit ist im Bereich der Outer Ramp relativ häufig (bis 2 %).

Insgesamt kann also ein proximaler Bereich mit Packstones von einem distalen ton- und mikritreichen Bereich unterschieden werden. Die Packstone-Gefüge sowie die Pseudopeloide zeigen Bodenströmung an. Infolge Auswaschung der feinen Bestandteile entstehen relativ dicht gepackte Gesteine. Verbunden mit geringen Sedimentationsraten wird die Glaukonitbildung gefördert (ODIN & MATTER, 1989).

Plankton: Sowohl die Senyús als auch die Lluçà Formation weisen planktische Faunenanteile auf. Hedbergellen sind in den oberaptischen Sedimenten der Senyús Formation (Outer Ramp Position) häufig. Pelagische Anteile der Fauna fehlen dagegen in der Font Bordonera Formation fast vollständig (Kap. 7.). Eine das Becken begrenzende Schwelle ist eine sinnvolle Erklärung. Diese kann das vollständige Fehlen des Planktons in der oberen Font Bordonera Formation erklären.

5.3.4. Becken

Die Unterscheidung "echter" Beckenablagerungen von Sedimenten der Outer Ramp ist oft schwierig; Beckenablagerungen werden von BURCHETTE & WRIGHT (1992) durch das Fehlen von Tempestiten definiert. Turbidite fehlen in den mit Rampen assoziierten Becken in der Regel. In flachen Becken dominieren bioturbate Kalkschlämme.

In der Font Bordonera Formation konnten keine Beckensedimente nachgewiesen werden (Kap. 7.). In der Lluçà Formation dagegen treten im E dunkle Mergel auf, die durch eine *Tritaxia-Lenticulina*-Assoziation charakterisiert sind. Vorkommen von planktischen Organismen wie Hedbergellen, Radiolarien, Ammoniten und *Coccolithen* deuten tiefermarine Bedingungen an. Die relativ häufig in die Mergel eingeschalteten Kalkturbidite führen eine für mittlere Tiefen charakteristische Faunenvergesellschaftung (Mid Ramp bis proximale Outer Ramp). Diese Mergel können als Beckensedimente angesprochen werden. Turbidite mit Komponenten aus mittleren Tiefen sind nach TUCKER & WRIGHT (1990) in distal versteilten Karbonatrampen häufig. Die Kalkturbidite deuten also auf einen "Slope Break" im Bereich der Outer Ramp hin, der aber im Gelände nicht lokalisiert werden konnte.

Insgesamt führen alle Mergelsedimente einen hohen Anteil an Kalkschlamm (mindestens 65 % CaCO_3).

5.4. Ausdehnung der Karbonatrampe von Organyà

Insgesamt ist die Karbonatrampe von Organyà durch eine relativ geringe regionale Ausdehnung gekennzeichnet. Die landwärtige Erstreckung (nach SE) der Inner Ramp kann aufgrund der nur selten aufgeschlossenen Küstenlinie (z.B. an den Set Comelles) nur abgeschätzt werden und liegt in der Senyús und der Font Bordonera Formation im Bereich zwischen 4 und 6 km. Die Mid Ramp erreicht eine Breite zwischen 2 und 4 km; für die Outer Ramp können dagegen aufgrund des fehlenden Übergangs ins Becken keine Dimensionen angegeben werden. Im Vergleich mit anderen Beispielen ist diese Ausdehnung relativ gering, so ist z.B. die Inner Ramp der triassischen Karbonatrampe im katalanischen Becken allein 10 km breit (CALVET et al., 1990), während die rezente Trucial-Küste des Arabischen Golfs sogar 100 bis 200 km im Inner- und Mid Ramp-Bereich erreicht (PURSER, 1973).

Gegenüber den oben genannten Beispielen fällt die Karbonatrampe von Organyà relativ steil ein, da die Tiefenlage der Wellenbasis und Sturmwellenbasis (FWB und SWB) nur wenig variiert (TUCKER & WRIGHT, 1990). Insgesamt ergibt sich aber aus den oben genannten Dimensionen und den angenommenen Tiefenlagen der Wellenbasis und der Sturmwellenbasis ein Einfallen der Rampe $< 1^\circ$ (Kap. 5.3.).

5.5. Rampentyp

Die Form einer sich entwickelnden Rampe wird im wesentlichen von den hydraulischen Verhältnissen gesteuert. READ (1985) unterscheidet sechs verschiedene Rampentypen, die sich in der höchstenergetischen Fazies unterscheiden ("Ramp with fringing bank, ramp with barrier-bank complex, ramp with isolated buildups, ramp with fringing ooid-shoal complex, ramp with ooid pellet shoal complex and with coastal beach/dune complex"). BURCHETTE & WRIGHT (1992) dagegen richten sich bei der Klassifikation von Rampen nach der Gliederung von siliziklastischen Schelfen. Sie unterscheiden zwischen Wellen-, Sturm-, Tiden- oder von ozeanischer Strömung dominierten Rampen. Fossile Rampen sind oft sturmdominiert bei geringem Tideneinfluß. Während offenmarine Rampen in der Mid Ramp sturmdominierte Ablagerungen zeigen, kommen solche Sedimente in den Mid Ramp-Bereichen von Rampen, die mit intrakontinentalen Becken assoziiert sind, selten vor. Systeme, die nur wenig von Stürmen beeinflusst sind, lassen sich als geschützte ("protected") Rampen beschreiben.

Die Karbonatrampe von Organyà zeigt keine Anzeichen häufiger Sturmereignisse und ist folglich nach BURCHETTE & WRIGHT (1992) als "Protected Ramp" anzusprechen. Gleichzeitig sind die Ähnlichkeiten mit fossilen tidendominierten Karbonatrampen gering (z.B. jurassische oolithische Karbonatrampe von Südengland, SELLWOOD et al., 1985 und SELLWOOD, 1986). Das vorliegende System ist am besten als strömungsdominiert zu beschreiben. TOTMAN PARRISH & CURTIS (1982) modellieren für die Unterkreide im Bereich der E-Pyrenäen eine Hauptwindrichtung aus E. Die nur geringen Sturmereignisse sind folglich eher mit der geschützten Lage des Beckens zwischen zwei Kontinenten zu erklären. Die Windrichtung aus E kann auf der E/NE einfallenden Rampe (Kap. 9.1. und 9.4.) jedoch gut das Wellenregime auf der Karbonatrampe von Organyà induziert haben. Die Klassifikation nach READ (1985) läßt sich nur bedingt anwenden, hier trifft am besten das Modell einer "Barriere-Bank Complex" zu.

6. DER SEDIMENTATIONSRAUM ORGANYÀ IM MITTLEREN OBERAPT

Die Sedimente des Apt sind an den Nord und Südflanken der Santa Fe Synklinale aufgeschlossen (Abb. 13). Sie wurden gemeinsam mit E. Schöllhorn bearbeitet, dessen Untersuchungen sich auf die untere Senyús Formation und die Biohermstrukturen konzentrierten, während der Schwerpunkt dieser Arbeit im Bereich der bioklastischen Sedimente der Font Bordonera Formation liegt. Für die Beschreibung der nördlich der Sierra Santa Fe aufgeschlossenen Senyús Formation wurden unter anderem die Ergebnisse von zwei Diplomkartierungen von WITTMANN (1993a) und SCHWENKE (1993) herangezogen.

Da der Sedimentationsraum sowohl eine E-W- als auch eine N-S-Differenzierung zeigt, wird im folgenden jeweils auf die unterschiedlichen Ausbildungen im N und S der Sierra Santa Fe sowie auf die W-E-Differenzierung eingegangen.

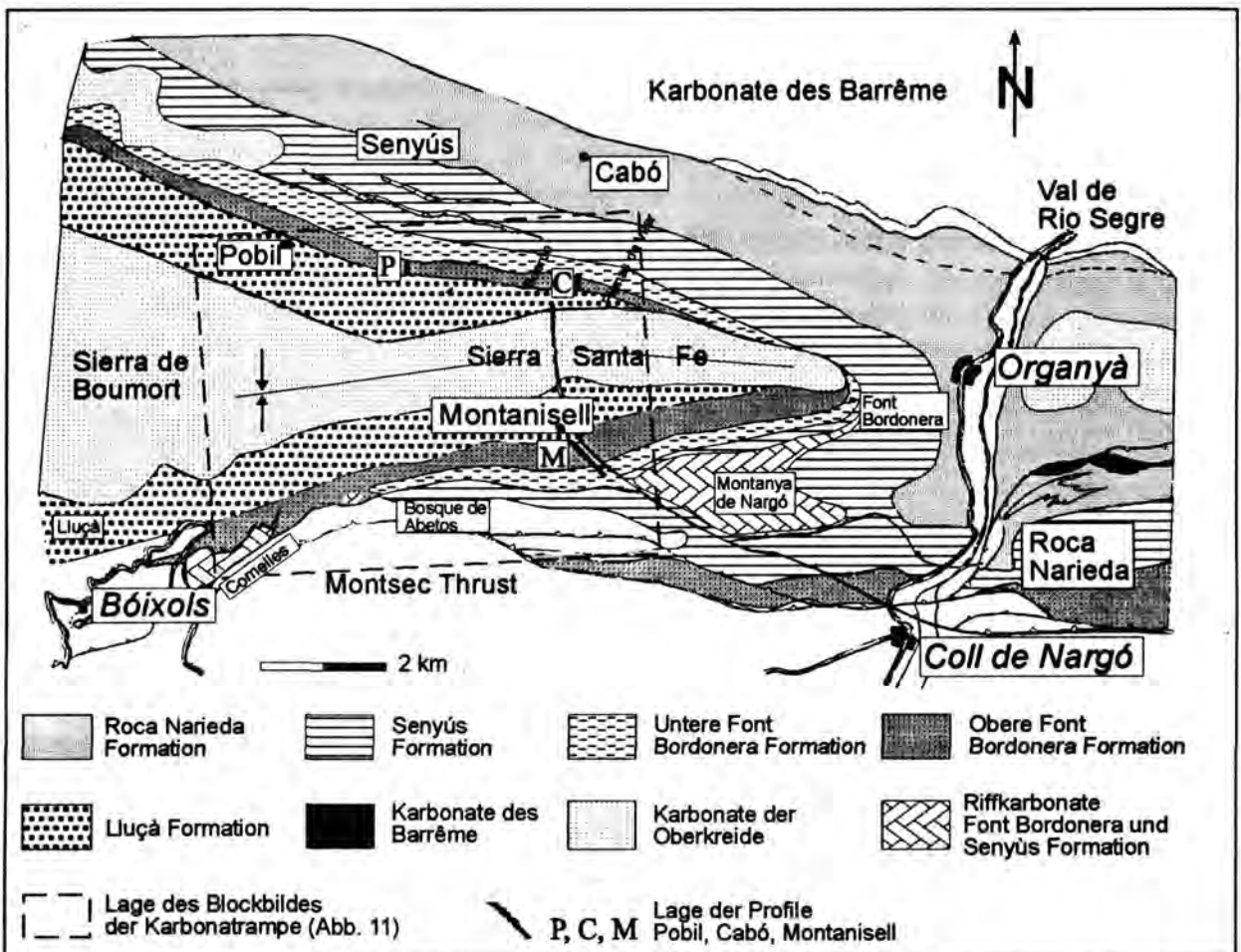


Abb. 13: Geologische Karte des Gebiets W' von Organyà. Die Karte berücksichtigt die Kartierungen SCHWENKE (1993) und WITTMANN (1993a) und wurde gemeinsam mit E. SCHÖLLHORN erstellt. Tektonik nach BERÁSTEGUI (mündl. Mittl.). Während die unteren Einheiten ungliedert dargestellt sind, ist die Font Bordonera Formation in die untere (Ostreen-Kalkmergel und Orbitolinen-Kalkmergel) und die obere Font Bordonera Formation unterteilt. Biohermale Strukturen sind sowohl in der Senyús als auch in der Font Bordonera Formation gekennzeichnet.

6.1. Senyús Formation (S1 bis S6)

Die Senyús Formation ist im Vall de Cabó an der Nordflanke der Santa Fe Synklinale im gesamten Untersuchungsgebiet gut aufgeschlossen (Abb. 13). Im Süden der Sierra Santa Fe Synklinale transgrediert die Abfolge auf die jurassischen Karbonate (Set Comelles) oder ist tektonisch auf unterschiedlich alte Sedimente aufgeschoben (SW Montanisell), so daß nur der obere Teil der Abfolge aufgeschlossen ist. BERÁSTEGUI et al. (1990) unterscheiden zwei Karbonatplattform-Komplexe nördlich und südlich der Sierra Santa Fe, wobei im Kern der Sierra Offshore-Mergel liegen sollen. Detaillierte Untersuchungen (SCHÖLLHORN, 1994) zeigen zwar sowohl 2 Zeitabschnitte mit Biokonstruktionen (*sensu* SCOTT 1990) im Bereich des Vall de Cabó als auch Biokonstruktionen im Süden der Sierra Santa Fe, jedoch gibt es keine Anzeichen für Offshore Mergel im Zentrum der Sierra.

Die Senyús Formation kann in Anlehnung an SCHWENKE (1993), WITTMANN (1993a) UND SCHÖLLHORN (1994) in 8 lithologische Einheiten unterteilt werden (Abb. 14, Tab. 6), die verschiedenen Bereichen der Karbonatrampe zugeordnet werden können.

Tab. 6: Die wichtigsten Sedimente und die Interpretation der Faziesräume der Senyús Formation.

	Einheit	Faziesraum
S1	Kalkmergel: (90 bis 140 m)	Distale Outer Ramp
S2	Korallenbiokonstruktionen im Bereich Senyús - Solar de Montada (bis 40 m), Verzahnung nach E und W mit Bryozoen, Brachiopoden und Scleractinienbruch-führenden Biopack- und Grainstones.	Distale Inner Ramp, niederenergetisch
S3	Kalkmergel und Mergel (60 m im E bis 120 m im W) mit Biopackstones und Kondensationshorizont im oberen Teil. Darüber Hedbergellen-reiche Mergel.	Outer Ramp. Fossilführende Bereiche: Mid Ramp. Ab Kondensationshorizont: distale Outer Ramp.
S4	Sand Shoals (10 bis 50 m) Biopack- und Biograinstones im W des Cabó Tals	Inner Ramp (der E-Teil des Vall de Cabó ist dagegen im wesentlichen in den Bereich unterhalb der FWB einzuordnen)
S5	Kalkmergel mit Orbitolinen am Top (80 bis 160 m)	Proximale Outer Ramp bis Mid Ramp
S6	Rudisten und Korallenbioherme (max. 40 m): In Orbitolinen-Kalkmergel eingeschaltete, nach E auskeilende Biohermstrukturen im Bereich Senyús, Verzahnung mit unterlagernden Kalkmergeln und mit Fossilschutt-führenden Wacke- und Packstones	Rudistendominiert: Inner Ramp Korallendominiert: Distale Inner bis proximale Mid Ramp
S7	Korallen- und Orbitolinen-Kalkmergel (40 m)	Mid Ramp und Inner Ramp
S8	Mergel und Kalkmergel (80 m)	Distale Mid Ramp bis proximale Outer Ramp

7. DER SEDIMENTATIONSRAUM VON ORGANYÀ IM OBEREN OBERAPT, FONT BORDONERA FORMATION (FB1 BIS FB6)

Aufgrund der Mergeldominanz im unteren Teil und Karbonatdominanz im oberen Teil der Einheit wird die Font Bordonera Formation in zwei Teile (untere und obere Font Bordonera Formation) gegliedert (Abb. 15), die im folgenden getrennt beschrieben werden. Die untere Font Bordonera Formation setzt sich von unten nach oben aus folgenden Einheiten zusammen: Siliziklastische Lagen ("Storm Beds", FB1), Orbitolinen-Mergel und Kalkmergel (FB2), Ostreen-Kalkmergel und Mergel (FB3) und Knollenkalke und obere Ostreen-Mergel (FB4). Die obere Font Bordonera Formation wird von Kalk-Mergel-Zyklen dominiert. Sie wird in eine basale Kalk-Einheit (FB5) und eine obere Kalk-Mergel-Einheit (FB6) gegliedert.

Die Korrelation der Sedimente im S und N ist in Abb. 42 dargestellt. Sie beruht außer auf lithologischen Grenzziehungen im wesentlichen auf einer sequenzstratigraphischen Interpretation, durch die unterschiedliche Sedimentationsräume miteinander korreliert werden können (Kap. 14.1.).

Insgesamt ist eine Transgression der Kalke und Mergel der Font Bordonera Formation nach SW auf die jurassischen Dolomite zu beobachten. Die schon in der Senyús Formation beschriebene W-E-Differenzierung der Sedimente setzt sich innerhalb der Font Bordonera Formation fort.

Zur Analyse des Sedimentationsraumes wurden ein Profil südlich (E' von Montanisell; Profil Montanisell, Abb. 13) und zwei Profile nördlich (S' von Cabó; Profil Cabó und ca. 2 km W' davon Profil Pobil, Abb. 13) der Sierra Santa Fe Synklinale aufgenommen. Die drei Profile stellen einen Schnitt durch die vorwiegend bioklastische Fazies aus verschiedenen Ablagerungstiefen dar. Die im folgenden kurz beschriebenen Profile sind in Abb. 18 bis 24 dargestellt. Die obere Font Bordonera Formation kann in 2 Abschnitte unterteilt werden (basale Kalk-Einheit, FB5 und obere Kalk-Mergel-Einheit, FB6), die durch die Zyklizität der Sedimentfolgen charakterisiert sind. Als Basis für die Korrelation der Profile dienen die Zyklizität bzw. die sequenzstratigraphische Interpretation (Kap. 14. und 15.), glaukonitreichere Leithorizonte, die in allen drei Profilen vorkommen, sowie die geologischen Kartierungen. Biostratigraphische Marker fehlen in der oberen Font Bordonera Formation.

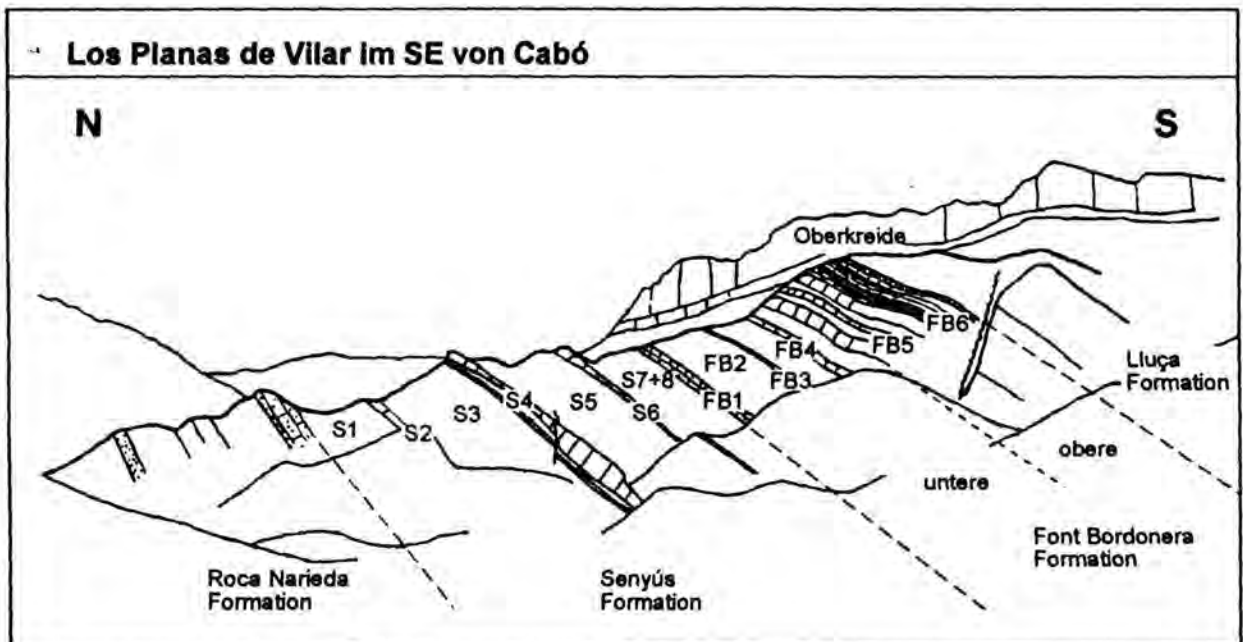


Abb. 14: Nordseite des Vall de Cabó, der Höhenzug "Los Planas de Vilar" im SE von Cabó liegt direkt im W des Profils Cabó. Die Senyús und die Font Bordonera Formation sind in diesem Bereich gut aufgeschlossen. Lage s. Abb. 13, Beschreibung der Einheiten S1 bis S8 und FB1 bis FB6 siehe Text und Tab. 6.

Schematische Darstellung der Font Bordonera und der Lluçà Formation im Becken von Organyà

Bereich im NW der
Sierra Santa Fe
(Profil Pobil)

Bereich im SE der
Sierra Santa Fe
(Profil Montanisell)

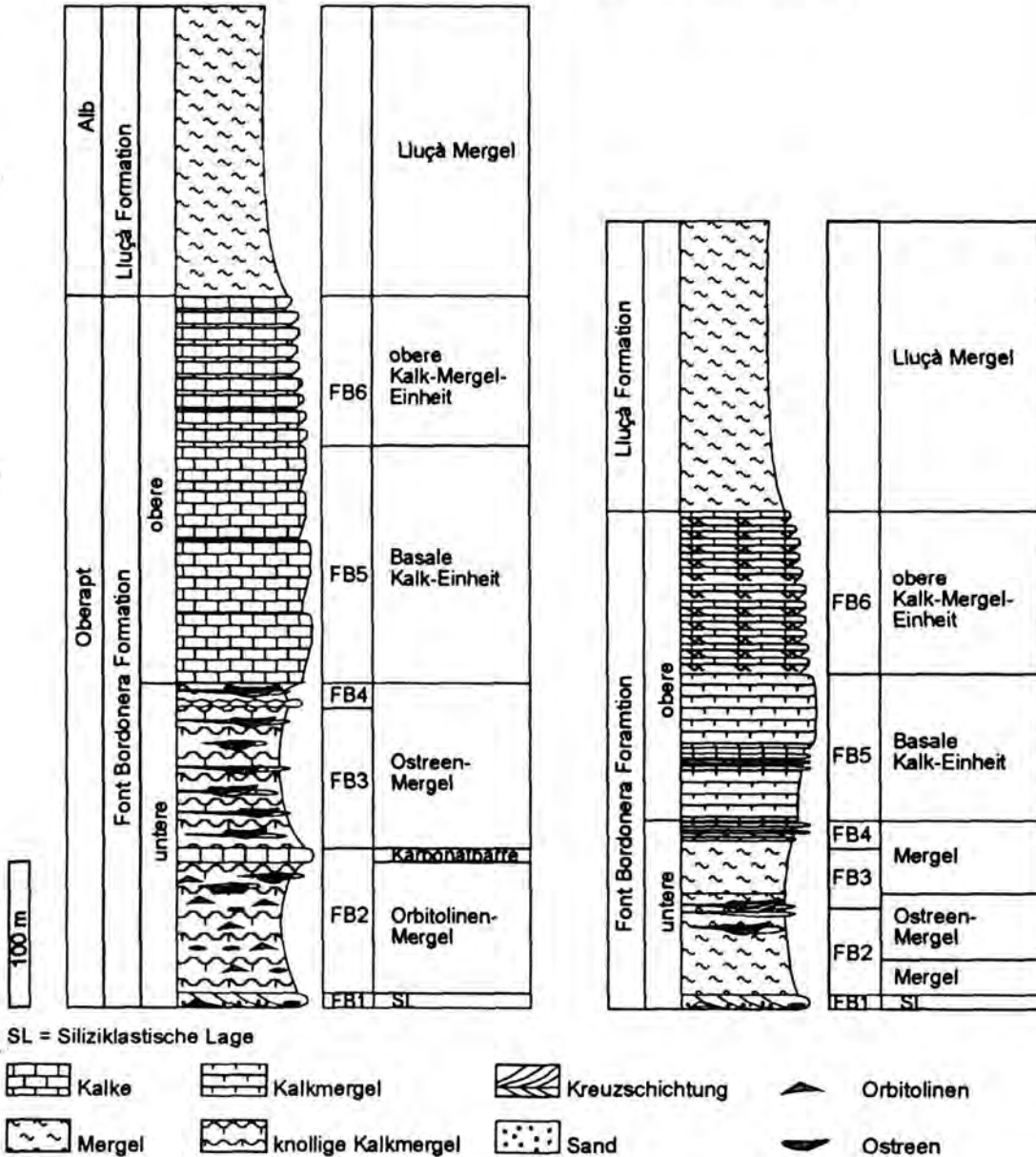


Abb. 15: Schematisiertes Gesamtprofil der Font Bordonera Formation (oberstes Apt) in der Region Organyà unter Berücksichtigung der unterschiedlichen Verhältnisse im NW und SE der Sierra Santa Fe Synklinale. Ungefähre Lage der Profile s. Abb. 13. Die Einheiten FB1 bis FB6 der Font Bordonera Formation sind im Text beschrieben.

Profil Pobil (NW' der Sierra Santa Fe, 1,5 km NE' Pobil; Abb. 18 bis 20: Taf. 2, Fig. 3 bis 6; Profilbeschreibung s. Anhang II.1.) ist insgesamt das bathymetrisch flachste Profil der Abfolge, und daher das Profil mit dem größten Spektrum an Faziestypen. Alle im Apt vertretenen Mikrofazies-Typen sind in diesem Profil aufgeschlossen. Charakteristisch ist der fazielle Wechsel von Bereichen der Inner

Ramp bis in Bereiche der Outer Ramp. Das Profil beginnt 200 m oberhalb der siliziklastischen Lage (FB1; Abb. 14) und liegt ausschließlich in der oberen Font Bordonera Formation (FB5 und FB6).

Profil Cabó (N' der Sierra Santa Fe, 2,5 km S' Cabó, am E-Hang des Buerco; Abb. 21 bis 22; Taf. 1, Fig. 1; Profilbeschreibung s. Anhang II.II.) ist in mittlere Wassertiefen einzuordnen. Die Fazieszone schwankt zwischen distaler Inner Ramp und proximaler Outer Ramp. Das Spektrum der MF-Typen ist etwas geringer als in Profil Pobil. Die Basis dieses Profil entspricht der des Profils Pobil. Das Profil Cabó wurde aufgrund seiner Lage in mittleren Wassertiefen als Referenzprofil für zyκλοstratigraphische Analysen verwendet (Kap. 13).

Profil Montanisell (S' der Sierra Santa Fe, im E von Montanisell; Abb. 17, 23 und 24; Taf. 1, Fig. 2, Taf. 2, Fig. 8; Profilbeschreibung s. Anhang II.III.) kann den größten Wassertiefen zugeordnet werden. Der größte Teil der Sedimente besteht aus Mergeln, Foraminiferen-Wackestones und seltener Packstones. Die Sedimente sind alle im Bereich unterhalb der SWB entstanden. Das Profil liegt demnach voll im Bereich der Outer Ramp. Dieses Profil beginnt am Top der Ostreen-Mergel (FB3) ca. 50 m oberhalb der siliziklastischen Lage, also im mittleren Teil der unteren Font Bordonera Formation. Der untere Teil des Profils entspricht zeitlich dem oberen Teil der FB3, den Knollenkalken (FB4; Kap. 7.1.4.) und den oberen Austernlagen im Vall de Cabó (FB4, Kap. 7.1.4.).

Es folgt eine kurze Beschreibung einzelnen Einheiten der Font Bordonera Formation, wobei die unterschiedliche Ausbildung im Bereich der drei Profilen berücksichtigt wird.

7.1. Untere Font Bordonera Formation (FB1 bis FB4)

Die untere Font Bordonera Formation wird von Mergeln und Kalkmergeln dominiert. Insgesamt können 4 verschiedene lithologische Einheiten unterschieden werden, die im Norden und Süden zeitlich etwas versetzt auftreten.

7.1.1. Siliziklastische Serie (Storm Beds) (FB1)

Die Untergrenze bildet die bereits erwähnte Parakonformitätsfläche an der Basis eines siliziklastischen Horizonts (FB1), der von BERÁSTEGUI et al. (1990) als 'Storm Beds' beschrieben wird. Dieser Horizont ist sehr unterschiedlich ausgebildet und besteht aus schräggeschichteten, karbonatgebundenen Quarzsanden im NW sowie Orbitolinen-führenden, mergeligen Quarzsanden im SE (Abb. 16).

Als Typlokalität der siliziklastischen Serie soll hier ein Aufschluß nahe der Font Bordonera (600 m W' der Quelle, Abb. 13) im SE der Sierra Santa Fe Synklinale beschrieben werden. Die siliziklastische Serie besteht hier aus drei unterschiedlichen Abschnitten. Sie beginnen über Mergeln mit 2,5 Metern dickbankiger (40 cm), knolliger Floatstones mit Bruchstücken von Korallen, Rudisten und Schill. Darüber folgt ein 3 m mächtiger Abschnitt aus bioturbaten Mergeln, in die eine 40 cm mächtige, scharf begrenzte, Quarzsand-reiche Bank mit reichlich umgelagerten Orbitolinen - im wesentlichen *Orbitolina* (*Mesorbitolina*) *texana* (ROEMER) (Bestimmung SCHÖLLHORN) - eingeschaltet ist. Die Sande bestehen aus Quarz, Feldspäten, Glaukonit und mikritischen Lithoklasten in kalkiger Matrix. Den Abschluß der FB1 bilden hier 3 m dünnbankige, z.T. leicht knollige, parallel und kreuzgeschichtete, karbonatreiche Sande, in die wenige cm mächtige Mergellagen mit Orbitolinen eingeschaltet sind.

Ca. 4 km W' (Liegendes von Profil Montanisell) besteht die siliziklastische Serie aus 2 m sandigen Bänken und einer 40 cm mächtigen glaukonithaltigen, orbitolinenreichen Lage. Weiter westlich am Bosque de Abetos (Abb. 13) wird die siliziklastische Serie wieder fossilreicher (Schill, Bryozoen, Echinodermenfragmente) und geht 10 cm mächtigen Orbitolinenlagen und glaukonithaltige Sande über, bis sie an den Set Comelles diskordant auf den jurassischen Dolomiten auskeilt (mündl. Mittl. SCHÖLLHORN).

Siliziklastische Lage im Norden und Süden der Sierra Santa Fe

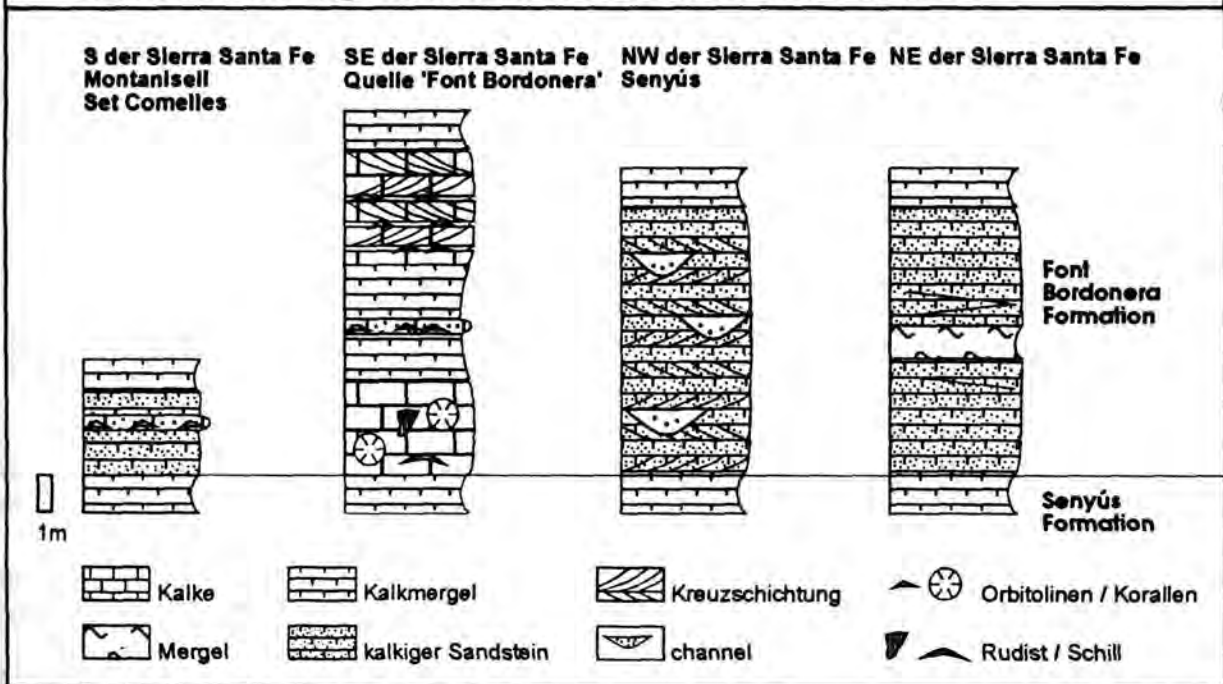


Abb. 16: Ausbildung der siliziklastischen Serie (FB1) im Norden und Süden der Sierra Santa Fe. Lokaltäten s. Abb. 13.

Im N der Sierra Santa Fe besteht die FB1 aus einer 5 bis 7 m mächtigen Folge aus dünnbankigen, karbonatischen Sandsteinen, die nach W grobkörniger und fossilreicher werden und im Bereich Senyús Tepeestrukturen (Tafel 2, Fig. 2) zeigen können (SCHWENKE, 1993). Im E ist eine nach W auskeilende Mergellage eingeschaltet (SCHWENKE, 1993 und WITTMANN, 1993a). Hummocky Cross Stratification tritt im E auf, und Flaserschichtung, Oszillationrippeln, Strömungsrippeln (Tafel 2, Fig. 1) und kleine Channels kennzeichnen dagegen die Lagen im W.

Environment: Insgesamt ist die siliziklastische Serie nicht wie von BERAESTEGUI et al. (1990) beschrieben als Sturm-Sedimentation zu betrachten. Sie wird in der vorliegenden Arbeit als Ablagerungen aus dem Bereich oberhalb der Wellenbasis (FWB) im W und S (Strömungsrippeln und Channels im NW, Orbitolinen Sande im Bereich der Font Bordonera) bzw. in den Bereich oberhalb der SWB im NE in Kombination mit verstärktem terrigenen Eintrag aus dem Hinterland interpretiert. Einzig die Korallen- und Rudisten-reiche Lage an der Basis im Bereich der Quelle Font Bordonera kann als Tempestit interpretiert werden. Gegen eine Homogenisierung der Paläowassertiefe, wie von BERAESTEGUI et al. (1990) und GARCÍA-SENZ et al. (1991) beschrieben, spricht die Reichweite der FB1-Ablagerungen von Mid Ramp-Bereichen bis in Areale oberhalb der FWB sowie der plötzlich zunehmende siliziklastische Sandanteil. An der SE-Spitze der Sierra Santa Fe Synklinale zeigt die siliziklastische Lage Strukturen, die auf einen relativ flachen Ablagerungsraum hinweisen, während sie im Bereich Montanisell eine Entstehung an der Grenze Mid Ramp / Inner Ramp nahelegen.

Lokale Unterschiede in der Ausbildung und das Fehlen der fossilreichen oder der schräggeschichteten Lagen lassen eine Rekonstruktion des Ablagerungsraums zu. Die Küste verlief entlang der Set Comelles nach NW, W an Senyús vorbei. Font Bordonera bildete ein lokales Hoch, und das Beckenzentrum ist im NE zu vermuten.

7.1.2. Orbitolinen-Mergel und Karbonatsandbarre (N)- Mergel und Ostreen-Mergel (S) (FB2)

Im N der Sierra Santa Fe Synklinale liegen oberhalb der siliziklastischen Lagen 60 m im E-Teil des Vall de Cabó bis 120 m (im W-Teil) z.T. knollige, dünnbankige Kalkmergel und Mergel. Diese führen im NW an der Basis Orbitolinen, Schill, Bioklasten, Lithoklasten und Glaukonit. Im oberen Bereich treten kleinere, linsenförmige Ostreen-Biostrome auf (WITTMANN, 1993a und SCHWENKE, 1993). Es folgt eine ca. 10 m mächtige Sand Shoal aus fein- bis grobkörnigen, schräggeschichteten Pack- bis Grainstones mit eingeschalteten Mergellagen. Die lokal schräggeschichteten oder gradierten Grainstones führen Lithoklasten, Bioklasten, Glaukonit und im W des Vall de Cabó häufig auch Milioliden und Orbitolinen (SCHWENKE, 1993). Es sind Mergellagen eingeschaltet, die vereinzelt Ostreen enthalten.

Im S der Sierra Santa Fe Synklinale ist diese Sedimentfolge durch ca. 20 m dunkelgraue, bioturbate Kalkmergel und Mergel im Bereich Montanisell ersetzt, in denen Spicula führende Wacke- und Mudstones (MF-Typ 14) dominieren. Im oberen Teil der FB2 sind im Süden die ersten Ostreen-Biostrome eingeschaltet (Kap. 5.3.2.). Diese werden zeitlich mit den Sand Shoal-Sedimenten im N korreliert.

Environment: Als Sedimentationsraum für die Orbitolinen-Mergel ist der Bereich Mid Ramp bis proximale Outer Ramp anzunehmen (Kap. 5.3.2.). Die Sand Shoal am Top der Abfolge im N ist dem hochenergetischen Bereiche der Inner Ramp zuzuordnen. Die eingeschalteten Ostreen-Biostrome im S entstanden in der proximalen Mid Ramp (Kap. 5.3.2.) und zeigen ebenso wie die Sand Shoal im N abnehmende Wassertiefe an. War der Bereich am SE-Ende der Sierra Santa Fe Synklinale während der Entstehung der FB1 noch bathymetrisch flacher als der Bereich Montanisell, ist nun eine Vertiefung dieses Areals zu beobachten. Gegenüber den FB1 ist zunächst ein deutlicher Anstieg des relativen Meeresspiegels ausgebildet. Erneute beckenwärtige Verlagerung der Fazies (Bildung der Sand Shoal im N und Beginn der Austernriffbildung im S) zeigt einen Fall des Meeresspiegels am Top der Abfolge an.

7.1.3. Ostreen-Mergel (N) - Mergel (S) (FB3)

Sowohl im S als auch im N sind die folgenden Mergel und Kalkmergel (Wackestones, MF-Typ 13) von im 1 bis 10 m Abstand eingeschalteten, dünnbankigen (20 bis 70 cm) mergeligen Ostreenbiostromen gekennzeichnet (Kap. 5.3.2.). Im N der Sierra Santa Fe Synklinale beträgt die Mächtigkeit der Austernzone bis 100 m (SCHWENKE, 1993). Hier nimmt die Mächtigkeit der einzelnen Ostreen-Biostrome gegenüber den Biostromen im Süden zu, und das Gestein ist arenitischer.

Die Mächtigkeit der Austern führenden Zone nimmt im Süden der Sierra Santa Fe Synklinale von wenigen Metern E' der Set Comelles bis auf 40 m im Bereich Montanisell zu. Östlich Montanisell keilen die Ostreen-Mergel gegen die diskordant aufliegenden Oberkreidesedimente aus, im W, 1 km E' der Set Comelles, enden sie an einer Störung. Zeitlich ist nur der obere Teil der Ostreen-Mergel im Bereich Montanisell in die Einheit FB3 einzuordnen (Abb. 15); die Sedimentation beginnt und endet hier früher als im N. Den oberen Teil der FB3 bilden im Bereich Montanisell benthische Foraminiferen und Spicula führende bioturbate Mergel und Kalkmergel der MF-Typen 12 und 13 (Anhang II.III., Basis Profil Montanisell).

Environment: Für die Ostreen-Mergel ist eine Sedimentation im Bereich der proximalen Mid Ramp bis in die distale Inner Ramp anzunehmen (Kap. 5.3.2.), wobei die Austernbiostrome Zeiten verminderten Schlammeintrags anzeigen. Im südlichen Bereich wurden die Mergel unterhalb der SWB abgelagert. Gegenüber den liegenden Sedimenten (FB2) ist eine Retrogradation der Fazies zu beobachten, die auf einen relativen Anstieg des Meeresspiegels zurückzuführen ist. Zu Beginn des Anstiegs

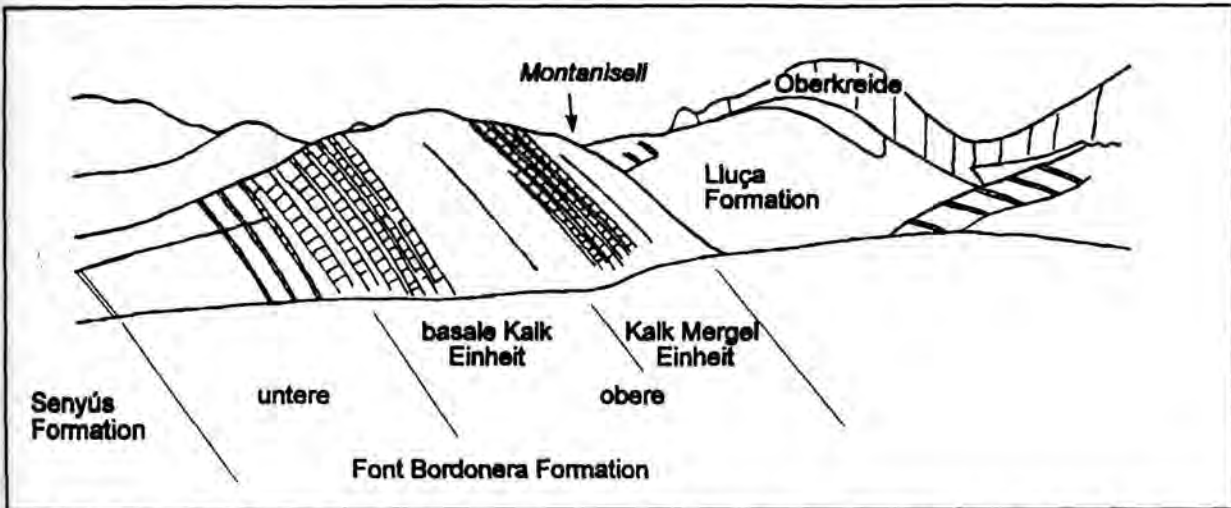


Abb. 17: Südseite der Sierra Santa Fe Synklinale. Am Höhenzug im Süden von Montanisell sind die Sedimente der Font Bordonera Formation aufgeschlossen. Beschreibung der Einheiten FB1 bis FB6 siehe Text.

wurden auch im S noch Ostreen-Mergel abgelagert, die im Zuge des weiteren Anstiegs in Mergel der Outer Ramp übergingen.

7.1.4. Knollenkalke und Ostreen-Mergel / Kalkmergel (FB4)

Im NW besteht diese Einheit aus einer 4 m mächtigen Lage aus knolligen, bioturbaten Packstones und weitere 25 m mächtigen Mergel mit Ostreen-Biostromen (SCHWENKE, 1993). Sie keilen nach E im Bereich Pobil aus und verzahnen sich hier mit dem oberen Bereich der Ostreen-Mergel. Diese Einheiten fehlen im Süden der Sierra Santa Fe. Der Top eines Zyklus 4. Ordnung, der aus einer Wechsellagerung von Wackestones (MF-Typ 14) und Mergeln besteht, entspricht zeitlich diesen Sedimenten (Profil Montanisell, Anhang II.III., Einheiten M2, Abb. 23). Bioturbate, Glaukonit- und Pseudopeloid-dominierte Wacke- und Packstones, die kleine benthische Foraminiferen, Biogendetritus und Spicula führen, bestimmen die Fazies. Lokal ist geringe Auswaschung zu beobachten.

Environment: Während im N Sedimente der proximalen Rampe (proximale Mid Ramp) dominieren, sind im S Ablagerungen aus dem distaleren Bereich der Karbonatrampe aufgeschlossen, die infolge leichter Bodenströmung eine geringe Auswaschung anzeigen. Der nördliche Sedimentationsraum beginnt sich deutlicher von dem südlichen zu unterscheiden. Wie sich schon bei den Ablagerungen der siliziklastischen Serie und der Orbitolinen-Mergel andeutet, vertieft sich der Sedimentationsraum im SE der Sierra Santa Fe gegenüber den Ablagerungen im W und im N der Sierra Santa Fe Synklinale (Kap. 9.2.).

Insgesamt liegt eine Retrogradation der Fazies vor. Infolge eines geringen relativen Meeresspiegelanstiegs gelangen die topographisch tieferen Bereiche (Gegend von Montanisell) in Tiefen, in denen kein Ostreenwachstum mehr möglich war. In den etwas flacheren Bereichen wirkte sich der Meeresspiegel dagegen kaum auf die Fauna aus.

7.1.5. Riffe in der unteren Font Bordonera Formation

In der unteren Font Bordonera Formation ist die Riffentwicklung auf die Set Comelles beschränkt. Über bioklastischen Shoal-Sedimenten entstehen kleinere Patch-Riffe. Typisch für die Riffe der Font Bordonera Formation ist die Dominanz von Korallen, während Rudisten nur sehr untergeordnet auftreten. Es dominieren linsenförmige Biokonstruktionen mit hoher Organismendiversität, die eine Ausdehnung von 20 bis 30 m erreichen (SCHÖLLHORN, 1992). Das Environment ist durch niederener-

getische Bedingungen in etwas größeren Tiefen (Übergang Inner Ramp in Mid Ramp) gekennzeichnet.

7.2. Obere Font Bordonera Formation (FB5 und FB6)

Die obere Font Bordonera Formation beginnt konkordant mit Kalken über den Ostreen-Kalkmergeln. Während die Grenze im Vall de Cabó einen relativ scharfen Kontakt bildet, ist der Übergang im Süden der Sierra fließend, eine Grenze ergibt sich im wesentlichen aus der Korrelationen mit den Schichten im Norden der Sierra Santa Fe Synklinale. Die Fazies reicht von Inner Ramp-Bereichen bis in die Bereiche der Outer Ramp. Die obere Font Bordonera Formation kann in 2 Abschnitte unterteilt werden, die durch die Zyklizität der Sedimentfolgen charakterisiert werden (Kap. 14 bis 16). Eine detaillierte Beschreibung der oberen Font Bordonera Formation findet sich in den Profilbeschreibungen (Anhang II.I bis II.III.)

7.2.1. Basale Kalk-Einheit (FB5)

Der untere Abschnitt ist durch bis zu 40 m mächtige Thickening- und Coarsening-Upward Zyklen charakterisiert und wird im folgenden als **basale Kalk-Einheit** bezeichnet. Die Einheit besteht aus mergeligen Kalken, bzw. Mergeln an der Basis und reinen Kalken am Top. Die basale Kalk-Einheit ist im Bereich Montanisell 100 m mächtig, bei Cabó 130 m und bei Pobil 170 m. Die Fazies der basalen Kalk-Einheit reicht von spicula- und dasycladaceenreichen Gesteinen im NW (Profil Pobil, MF-Typen 1 und 2) über schräggeschichtete, biogenreiche Packstones (MF-Typen 3 bis 6, Kap 4.6.1.2.) und grobklastische Biopackstones (MF-Typen 7 bis 9, Kap 4.6.1.3.) im NW und Zentrum des Gebiets (Profile Pobil und Cabó) bis hin zu Foraminiferen- und Spicula-haltigen Wackestones im SE (Profil Montanisell). Im oberen Bereich der basalen Kalk-Einheit treten Fragmente articulater Rotalgen (*Agardhiellopsis* sp.) auf, deren Häufigkeit zum Hangenden zunimmt.

Insgesamt wird der NW-Bereich von offen marinen Lagunen und höherenergetischen Inner Ramp-Bereichen dominiert. Die Lagunensedimente fehlen in ersten Auswertungen (BACHMANN, 1992) aufgrund der geringeren Probendichte. Häufig sind Ablagerungen in Form von Sand Shoals (Typ 1, 3 und 4, Kap. 5.3.1.2., Taf. 2, Fig. 3-6). Im Zentrum (Profil Cabó) bilden sich die Zonen der höherenergetischen Inner Ramp bis in die distale Mid Ramp und seltener in die proximale Outer Ramp ab. Der Bereich Montanisell ist von der ungestörten Hintergrundsedimentation der Outer Ramp charakterisiert. Die Korrelation der verschiedenen Profile und die zyκλοstratigraphische Interpretation sind in Kap. 14. dargestellt.

Gegenüber der unteren Font Bordonera Formation ist eine deutliche Progradation der Fazies zu beobachten.

Im SE des Ortes Senyús ist der unterste Abschnitt der basalen Kalk-Einheit deutlich mächtiger als im übrigen Gebiet. Die Basis bilden 15 m mächtige, schräggeschichtete Biopackstones (MF-Typ 3, und 4), die auch in den Profilen Pobil (P1, Anhang II.I.) und Cabó (C1, Anhang II.II) erscheinen und die im E in knollige Wackestones übergehen. Im SE folgen hierauf 45 m bioturbate Kalk-Mergel-Wechselfolgen. Die Biopackstones führen Echinodermenfragmente, Bio- und Lithoklasten, seltener Spicula, Bryozoen und Schill (MF-Typ 12 und 7). Diese gehen lateral nach E in 5 bis 10 m mächtige Wacke- und Packstones über (P2 bis P3, Anhang II.I.; C2, Anhang II.II.). Die folgenden Thickening-Upward Zyklen sind SE' von Senyús ähnlich wie in Profil Pobil ausgebildet, jedoch nur sehr schlecht aufgeschlossen.

7.2.2. Obere Kalk-Mergel Einheit (FB6)

Der obere Abschnitt wird von 5 bis 9 m mächtigen Thickening-Upward Zyklen dominiert und als obere **Kalk-Mergel-Einheit** bezeichnet (Taf. 1. Fig. 2). Der Übergang in diese Zyklen ist markant und kann in den Profilen exakt festgelegt werden. Diese Zyklen bestehen aus Mergeln und kalkigen Wackestones an der Basis sowie aus bioklastischen Packstones am Top, die z.T. flachmarine Komponenten enthalten. Der Übergang in die Lluçà Formation ist im Süden der Sierra (Profil Montanisell) durch einen markanten Übergang in dunkle Mergel charakterisiert. In Norden ist der Übergang lithologisch weniger ausgeprägt. In die Kalke schalten sich sukzessiv mehr Mergelbänke ein, und der Mergelanteil der Kalkbänke nimmt zu. Die Grenze zur Lluçà Formation wird in Anlehnung an BERÁSTEGUI et al. (1990) mit einem Hartgrund am Top der Abfolge gezogen.

Die Fazies wird von den MF-Typen 7 bis 14 im Bereich Pobil und Profil Cabó und den Typen 13 und 14 im Bereich Montanisell bestimmt (MF-Typen s. Kap. 4.6., Abb. 9 und 12). Charakteristische Sedimente für höherenergetische Bereiche fehlen. Die gesamte Sedimentation ist von Mid Ramp und Outer Ramp Sedimenten geprägt. Die Sedimentationsmuster sind stark retrograd, bedingt durch einen starken relativen Meeresspiegelanstieg.

7.2.3. Riffe in der oberen Font Bordonera Formation

Für die obere Font Bordonera Formation sind Biokonstruktionen in flachen, aber küstenfernen Bereichen charakteristisch (SCHÖLLHORN, 1994). Bis 6 m mächtige Bänke aus Korallenrasen mit hoher Besiedlungsdichte auf schlammigem Untergrund und seltener linsenförmige Biostrome charakterisieren wie schon in der unteren Font Bordonera Formation (Kap. 7.1.3.) die Riffentwicklung. Auch hier bestimmen Korallen die Riffbildung. Beide Typen sind in etwas größere Wassertiefen einzuordnen (SCHÖLLHORN, 1994). Zwischengeschaltete Mergellagen zeigen häufig wechselnde Sedimentationsbedingungen an. Entsprechend den bioklastischen Sedimenten (basale Kalkeinheit, Kalk-Mergel-Einheit) können zwei Zeiten der Riffentwicklung unterschieden werden.

Im SW der Sierra Santa Fe Synklinale im Bereich der Set Comelles entstand ein Bioherm. Die Riffkarbonate überlagern die jurassischen Karbonate und verzahnen sich mit den umlagernden Mergeln und Kalkmergeln der unteren Font Bordonera Formation bis in die untere Lluçà Formation (Unteralb). Anhand der Rotalgenentwicklung können die Riffe zeitlich mit den Sedimenten der basalen Kalk-Einheit korreliert werden, da *Agardhiellopsis cretacea* LEMOINE sowohl in den Riffen als auch in den bioklastischen Kalken erstmalig auftritt.

Profil Pobil FB5

78

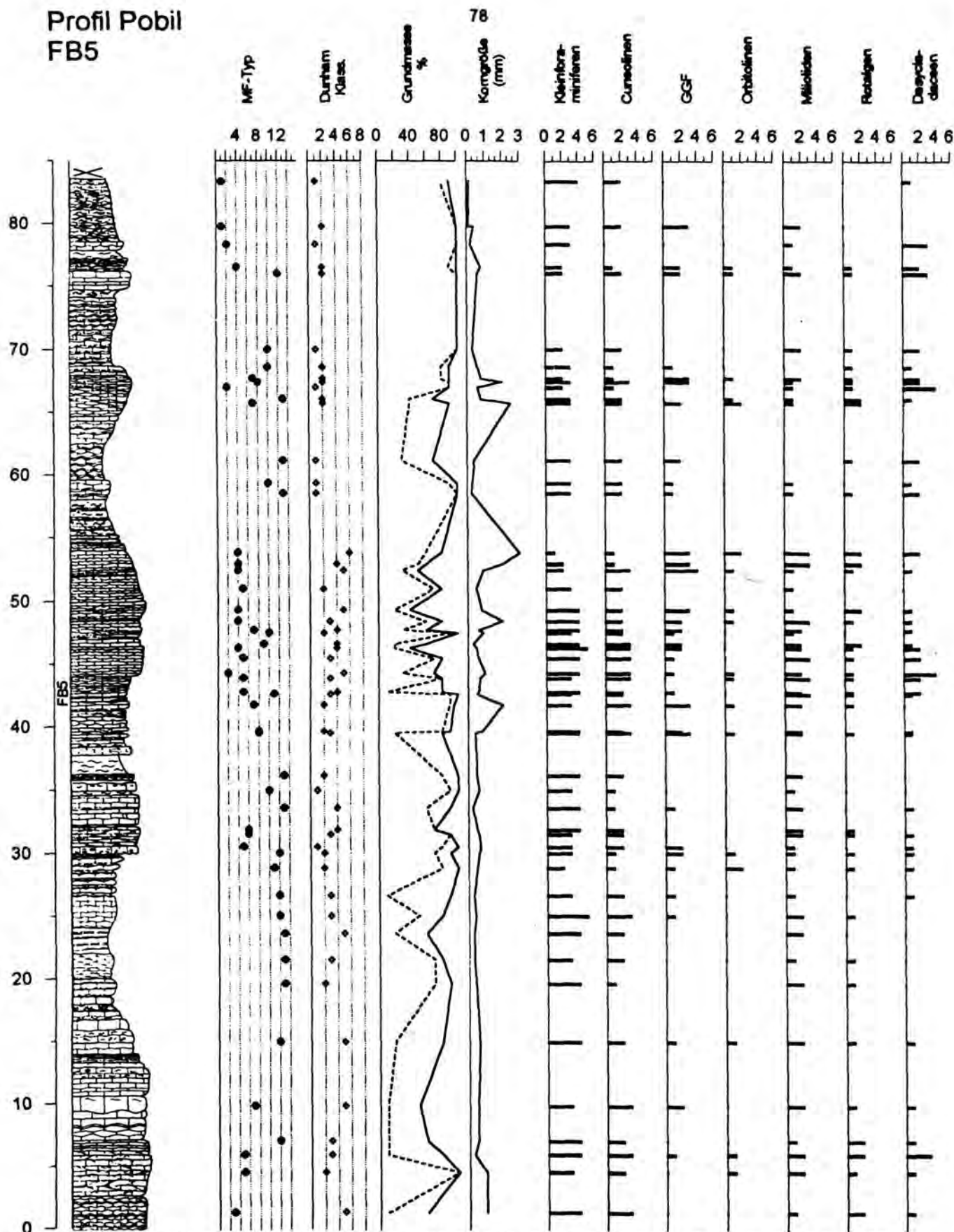
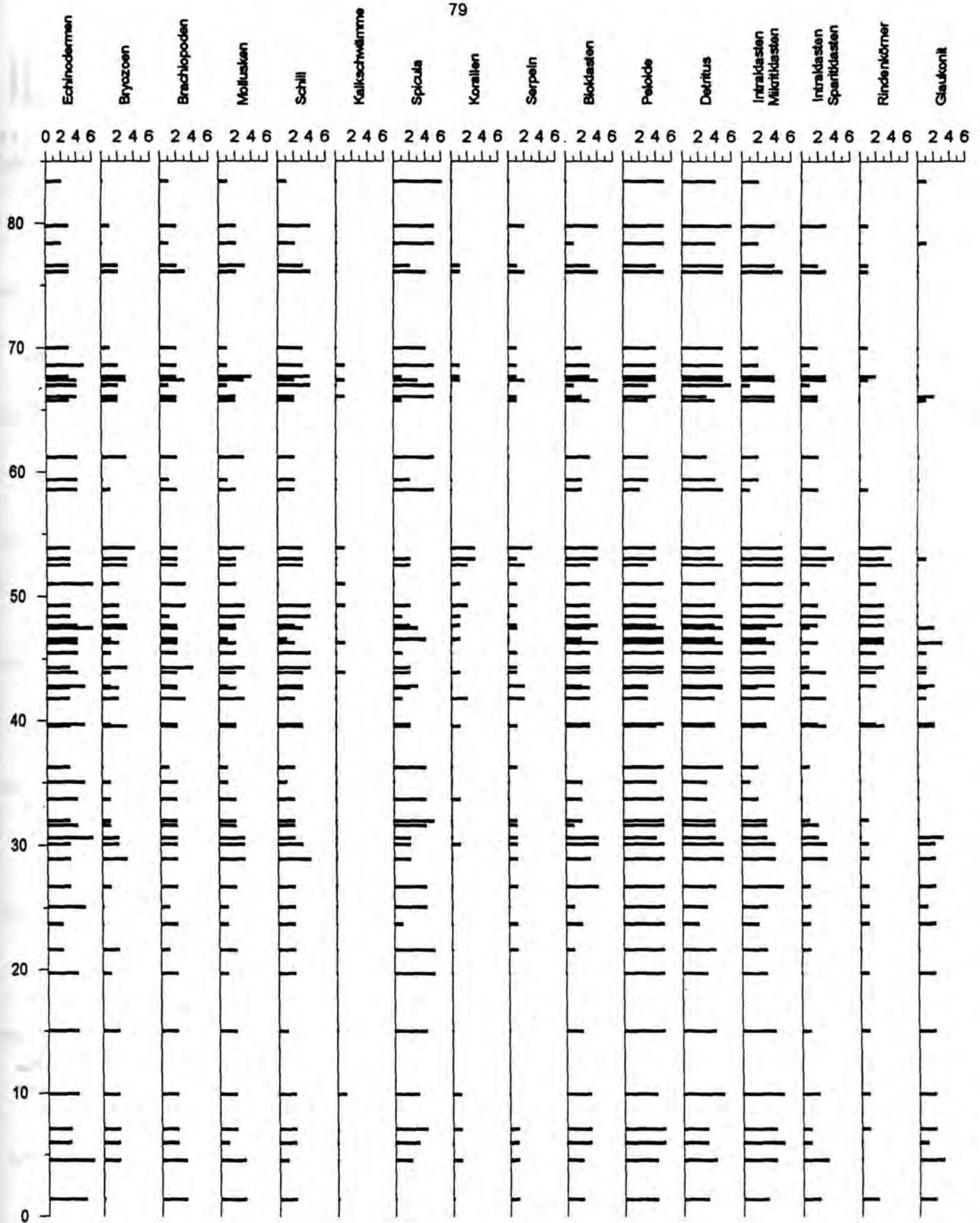


Abb. 18: Profil Pobil, unterer Teil, basale Kalk-Einheit (FB5), obere Font Bordonera Formation: Lithologie, MF-Typen, Dunham-Klassifikation, Grundmassenanteile summiert auf 100 %, Verteilung der wichtigsten Komponentengruppen angegeben in Häufigkeitswerten (1 = sehr selten, 6 = gesteinsbildend, Kap. 2.3.1.). Zur Erläuterung der MF-Typen s. Kap. 4.6. und Abb. 9. Die Beschreibung der einzelnen Schichteinheiten ist im Anhang II.I. dargestellt. Die Lage der einzelnen Proben ist aus Anhang III.I. ersichtlich. Lage des Profils s. Abb. 13, Legende s. Abb. 20.



Profil Pobil FB5 und FB6

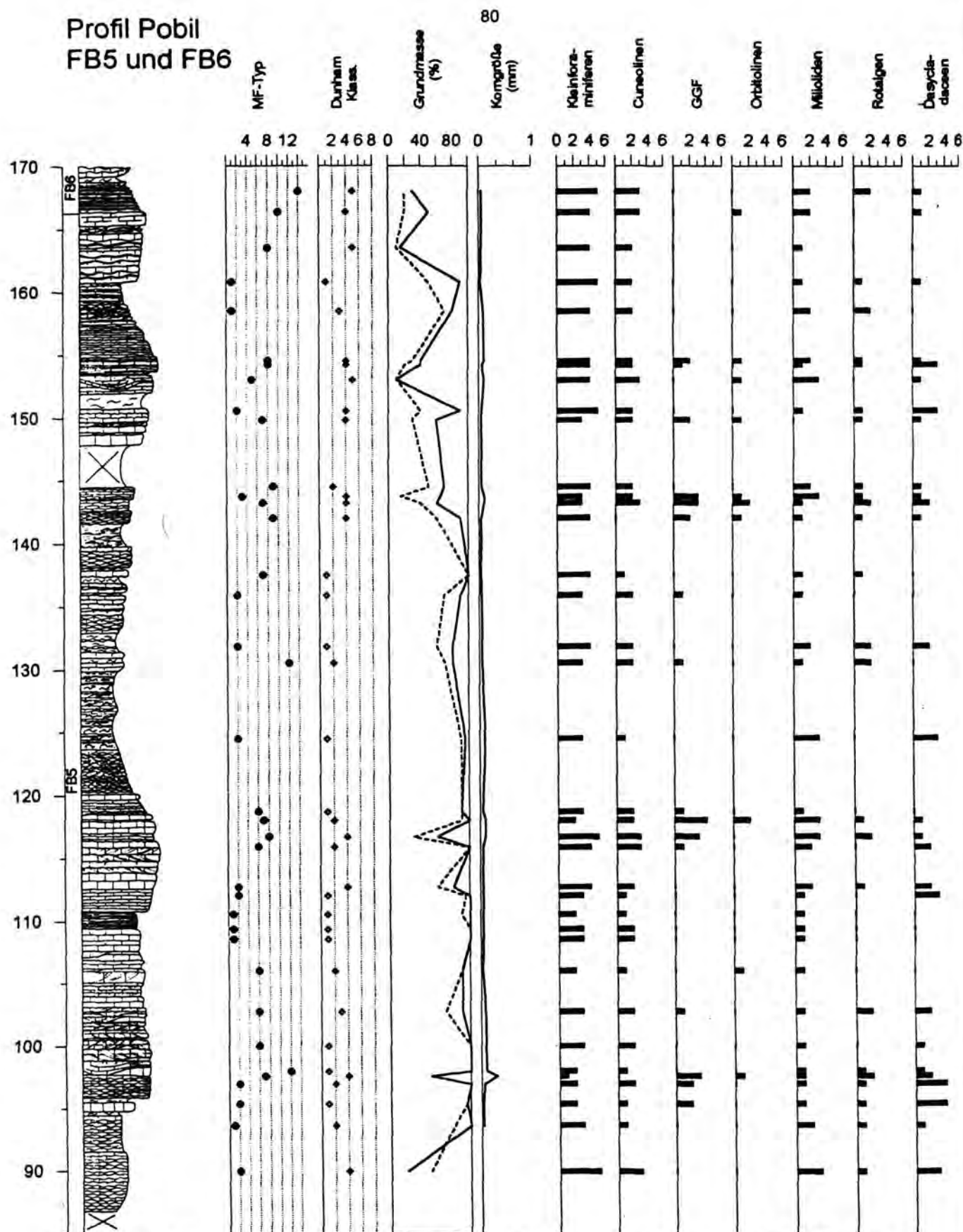
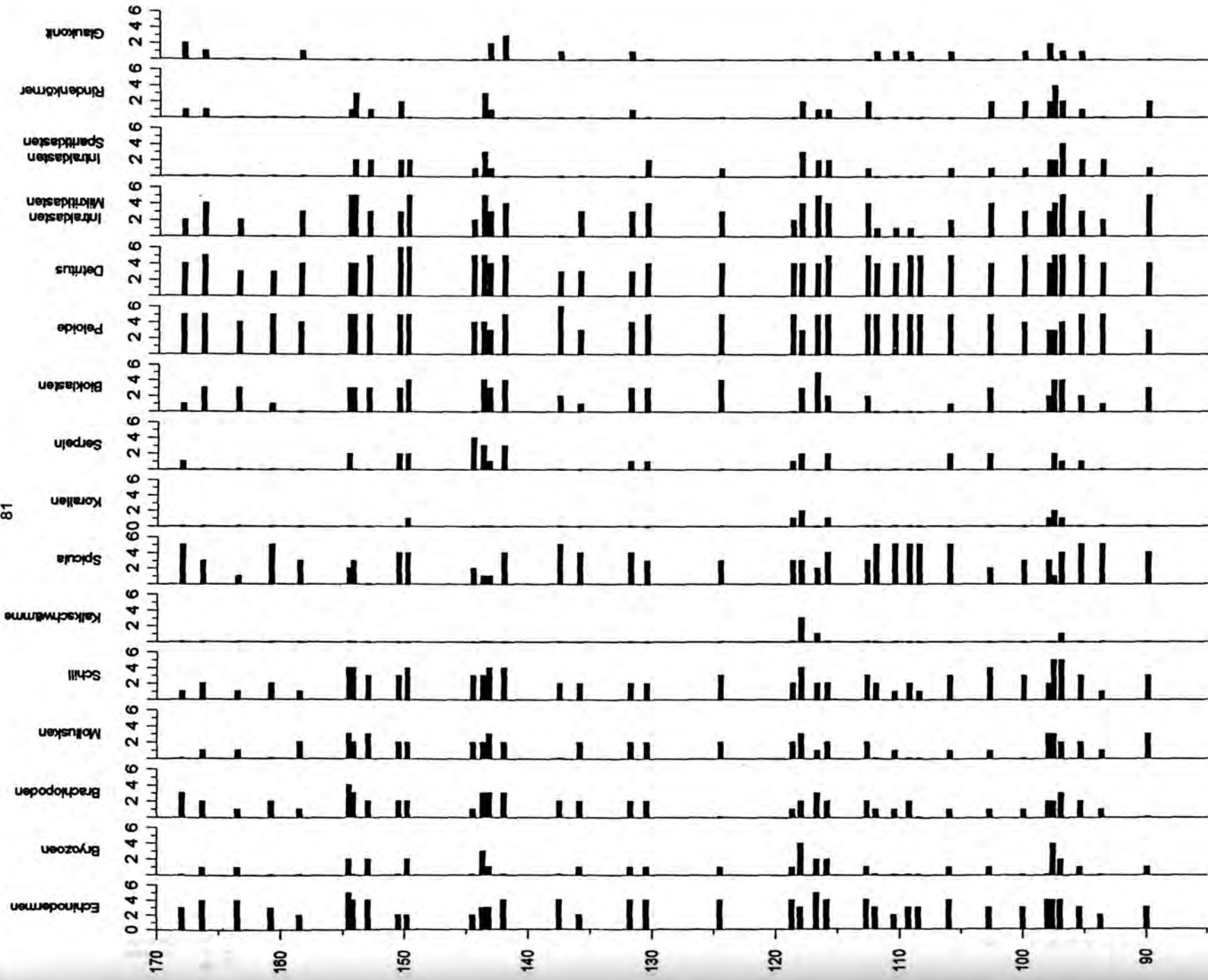
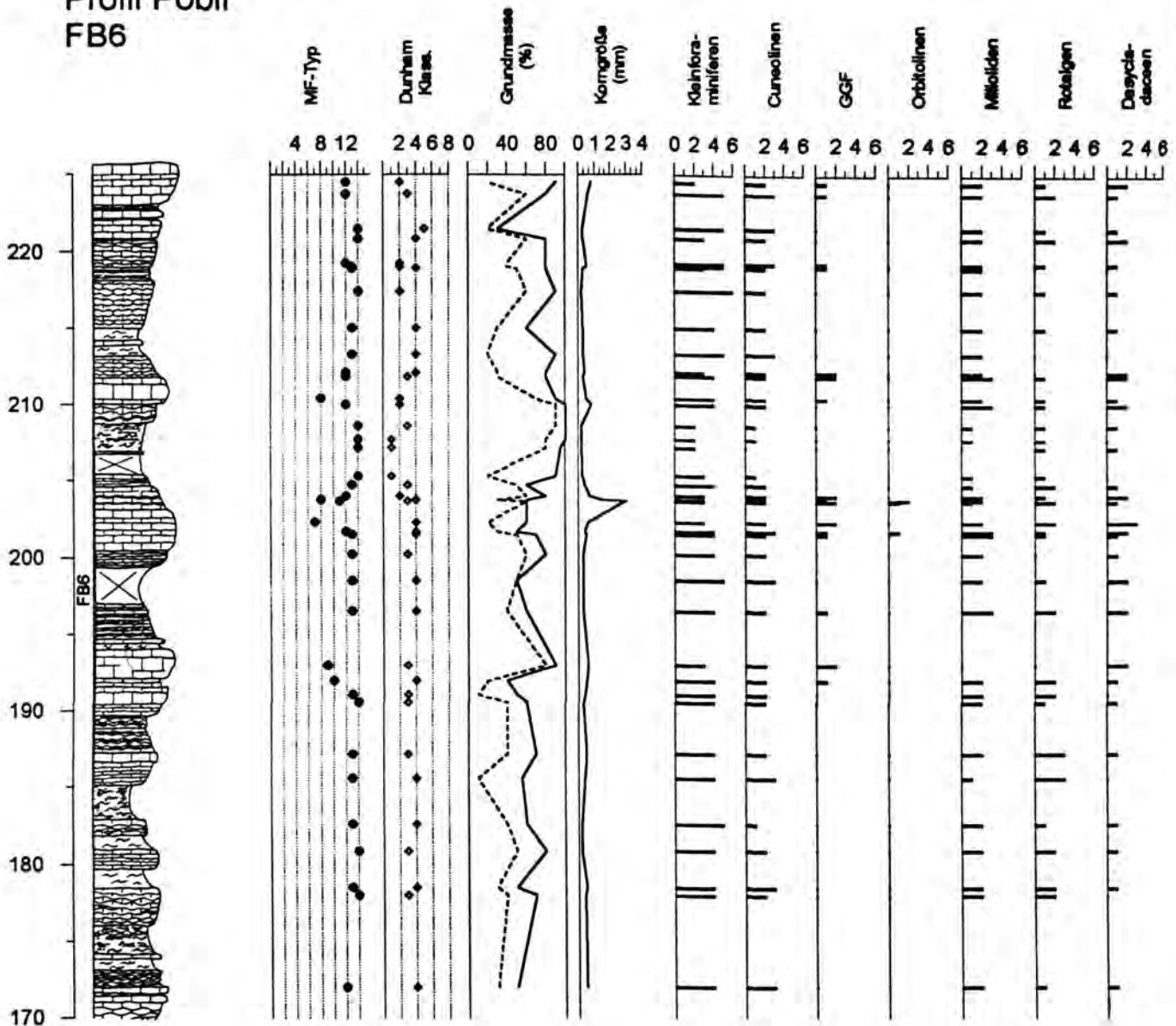


Abb. 19: Profil Pobil, mittlerer Teil, basale Kalk-Einheit (FB5) und unterste Kalk-Mergel-Einheit (FB6), obere Font Bordonera Formation: Lithologie, MF-Typen, Dunham-Klassifikation, Grundmassenanteile summiert auf 100 %, Verteilung der wichtigsten Komponentengruppen angegeben in Häufigkeitswerten (1 = sehr selten, 6 = gesteinsbildend, Kap. 2.3.1.). Zur Erläuterung der MF-Typen s. Kap. 4.6. und Abb. 9. Die Beschreibung der einzelnen Schichteinheiten ist im Anhang II.1. dargestellt. Die Lage der einzelnen Proben ist in Anhang III.1. ersichtlich. Lage des Profils s. Abb. 13, Legende s. Abb. 20.



Profil Pobil FB6



Lithologie

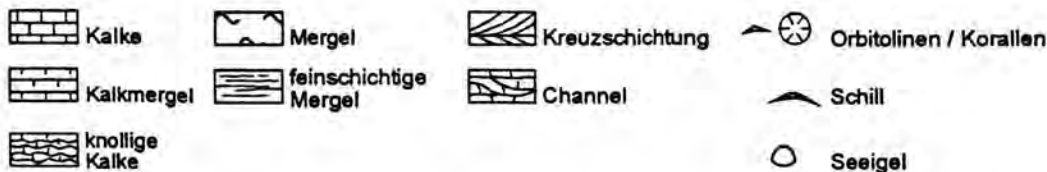
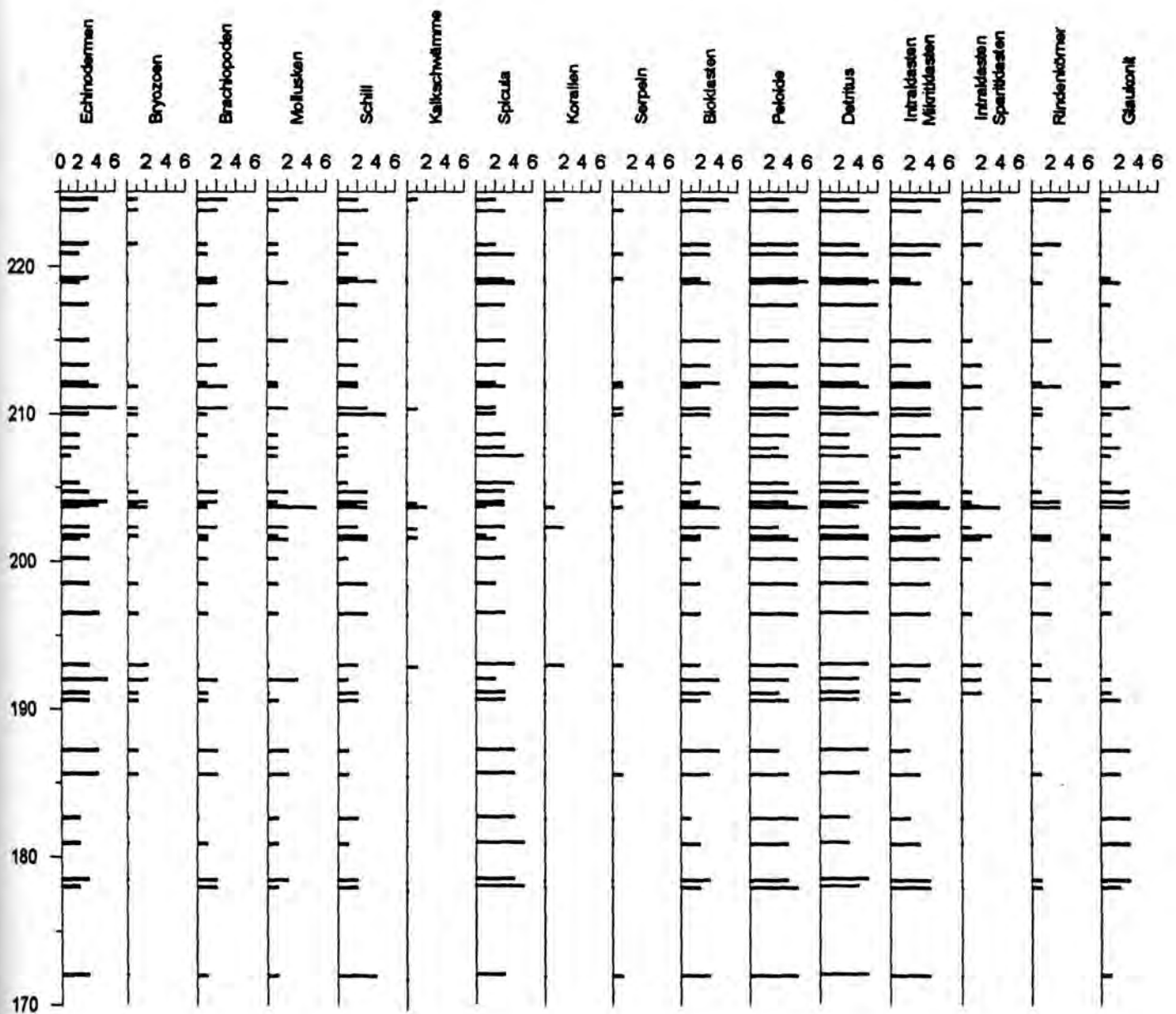


Abb. 20: Profil Pobil, oberer Teil, Kalk-Mergel-Einheit (FB6), obere Font Bordonera Formation: Lithologie, MF-Typen, Dunham-Klassifikation, Grundmassenanteile summiert auf 100 %, Verteilung der wichtigsten Komponentengruppen angegeben in Häufigkeitswerten (1 = sehr selten, 6 = gesteinsbildend, Kap. 2.3.1.). Zur Erläuterung der MF-Typen s. Kap. 4.6. und Abb. 9. Die Beschreibung der einzelnen Schichteinheiten ist im Anhang II.1. dargestellt. Die Lage der einzelnen Proben ist in Anhang III.1. ersichtlich. Lage des Profils s. Abb. 13.



Dunham Klassifikation

- 1 = Wackestone
- 2 = Packstone
- 3 = Packstone, schwach ausgewaschen
- 4 = Packstone, schichtweise ausgewaschen
- 5 = Packstone, ausgewaschen
- 6 = Floatstone
- 7 = Grainstone

Grundmasse
(summiert auf 100 %)

- Mikrit
- Mikrospatit
- Sparit

Häufigswerte

- 1 = sehr selten
- 2 = selten
- 3 = gemein
- 4 = häufig
- 5 = sehr häufig
- 6 = gesteinsbildend

Profil Cabó FB5

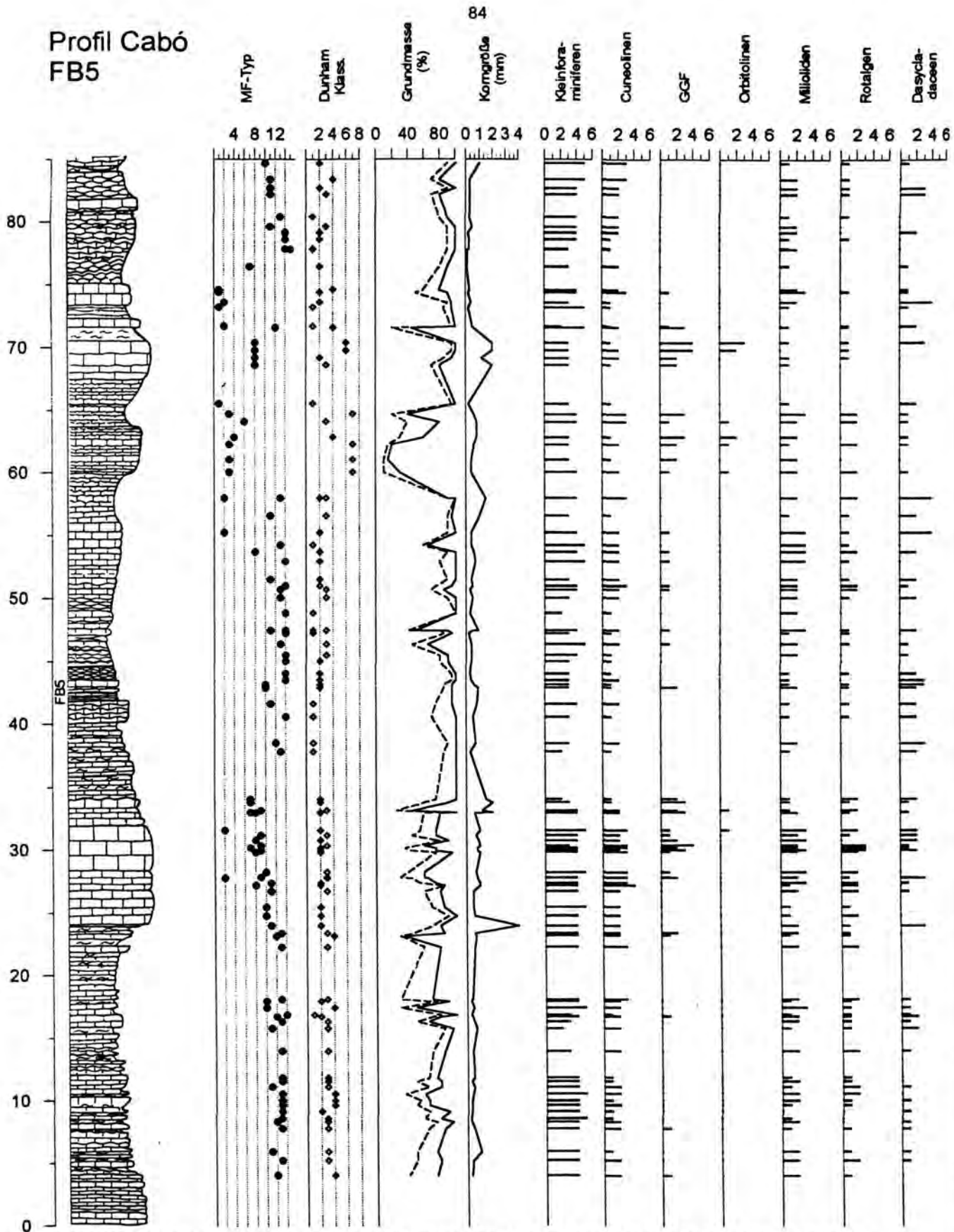
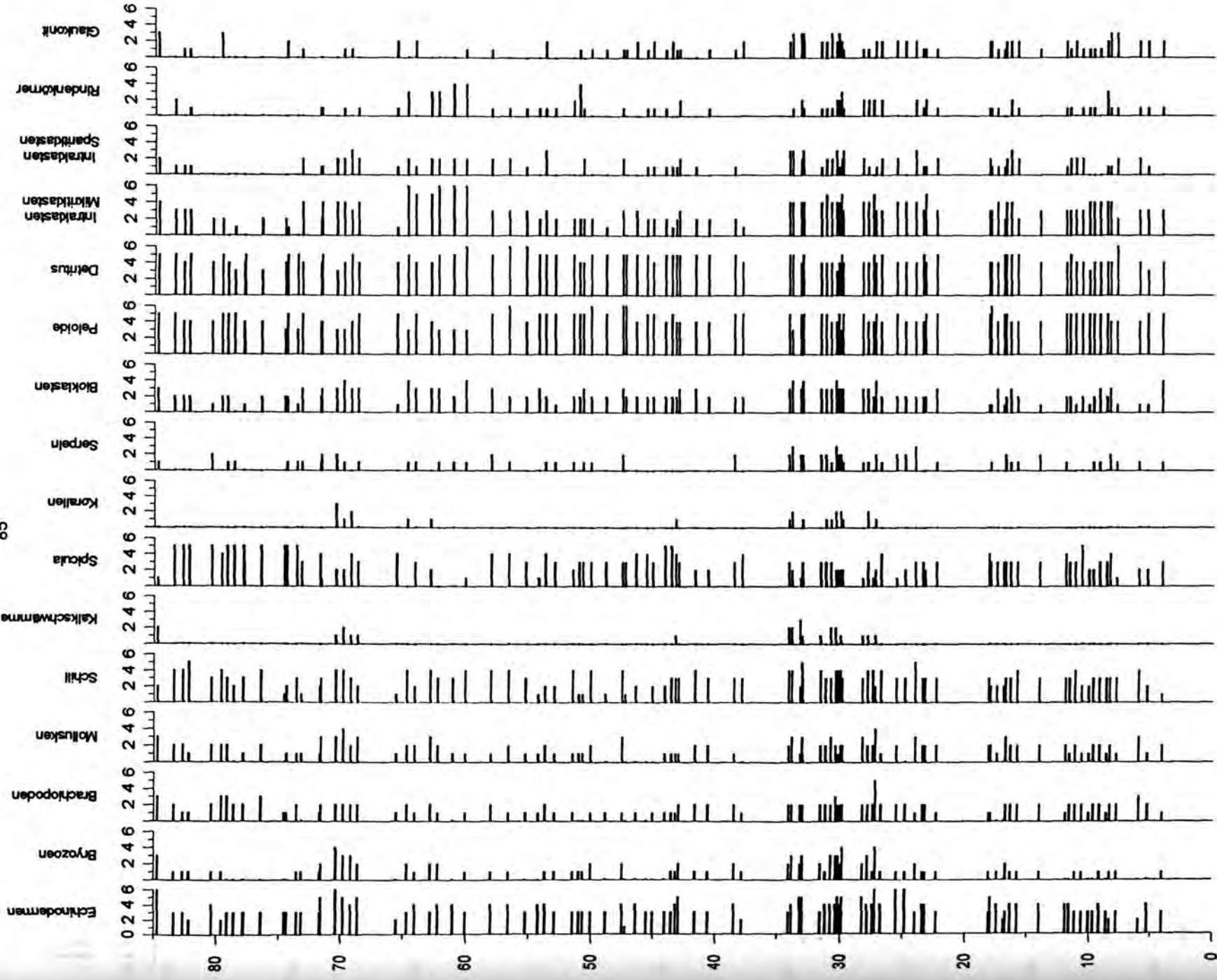


Abb. 21: Profil Cabó, unterer Teil, basale Kalk-Einheit (FB5), obere Font Bordonera Formation: Lithologie, MF-Typen, Dunham-Klassifikation, Grundmassenanteile summiert auf 100 %, Verteilung der wichtigsten Komponentengruppen angegeben in Häufigkeitswerten (1 = sehr selten, 6 = gesteinsbildend, Kap. 2.3.1.). Zur Erläuterung der MF-Typen s. Kap. 4.6. und Abb. 9. Die Beschreibung der einzelnen Schichteinheiten ist im Anhang II.II. dargestellt. Die Lage der einzelnen Proben ist in Anhang III.II. ersichtlich. Lage des Profils s. Abb. 13, Legende s. Abb. 20.



Profil Cabó FB5 und FB6

86

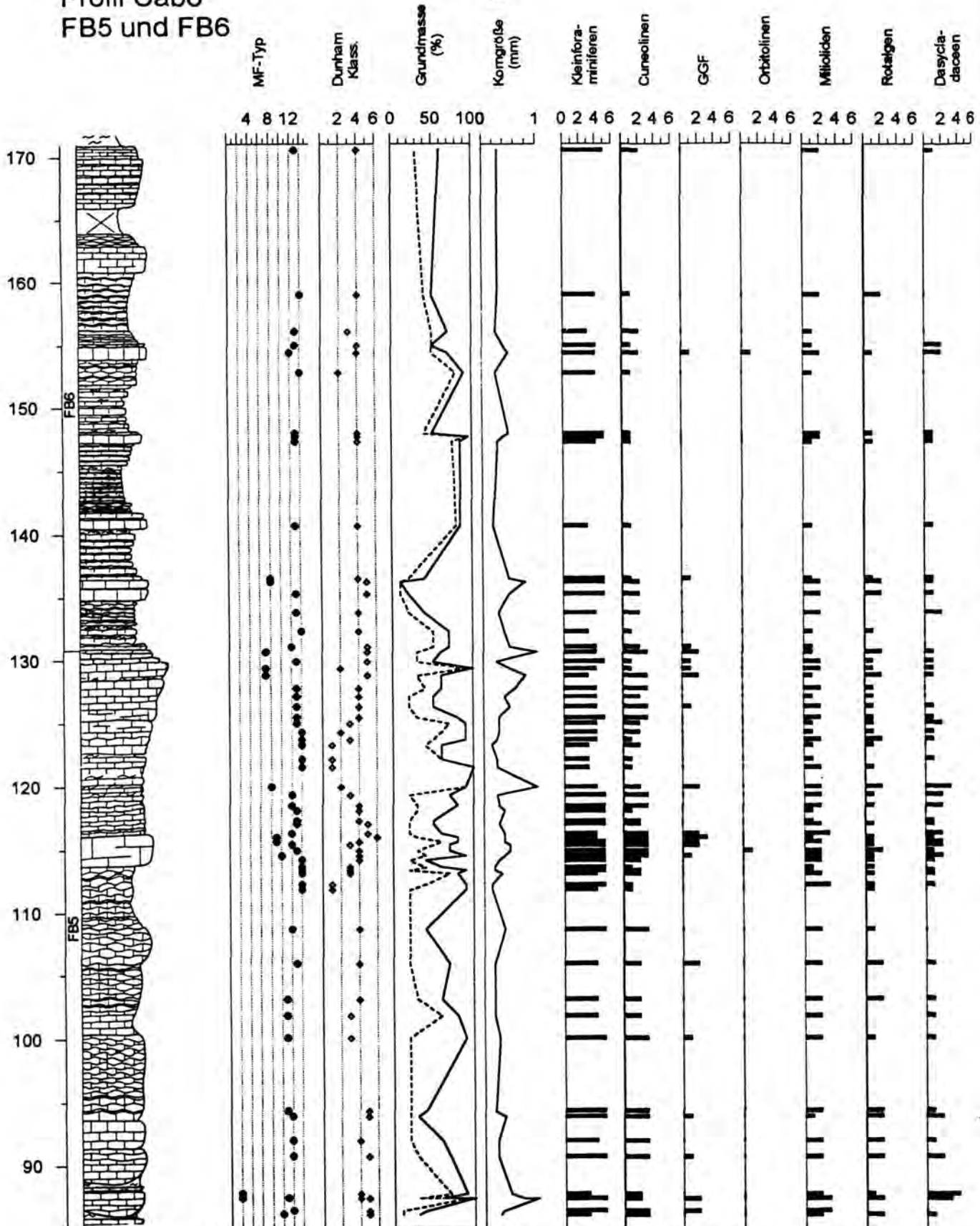


Abb. 22: Profil Cabó, oberer Teil, basale Kalk-Einheit (FB5) und Kalk-Mergel-Einheit (FB6), obere Font Bordonera Formation: Lithologie, MF-Typen, Dunham-Klassifikation, Grundmassenanteile summiert auf 100 %, Verteilung der wichtigsten Komponentengruppen angegeben in Häufigkeitswerten (1 = sehr selten, 6 = gesteinsbildend, Kap. 2.3.1.). Zur Erläuterung der MF-Typen s. Kap. 4.6. und Abb. 9. Die Beschreibung der einzelnen Schichteinheiten ist im Anhang II.II. dargestellt. Die Lage der einzelnen Proben ist in Anhang III.II. ersichtlich. Lage des Profils s. Abb. 13, Legende s. Abb. 20.

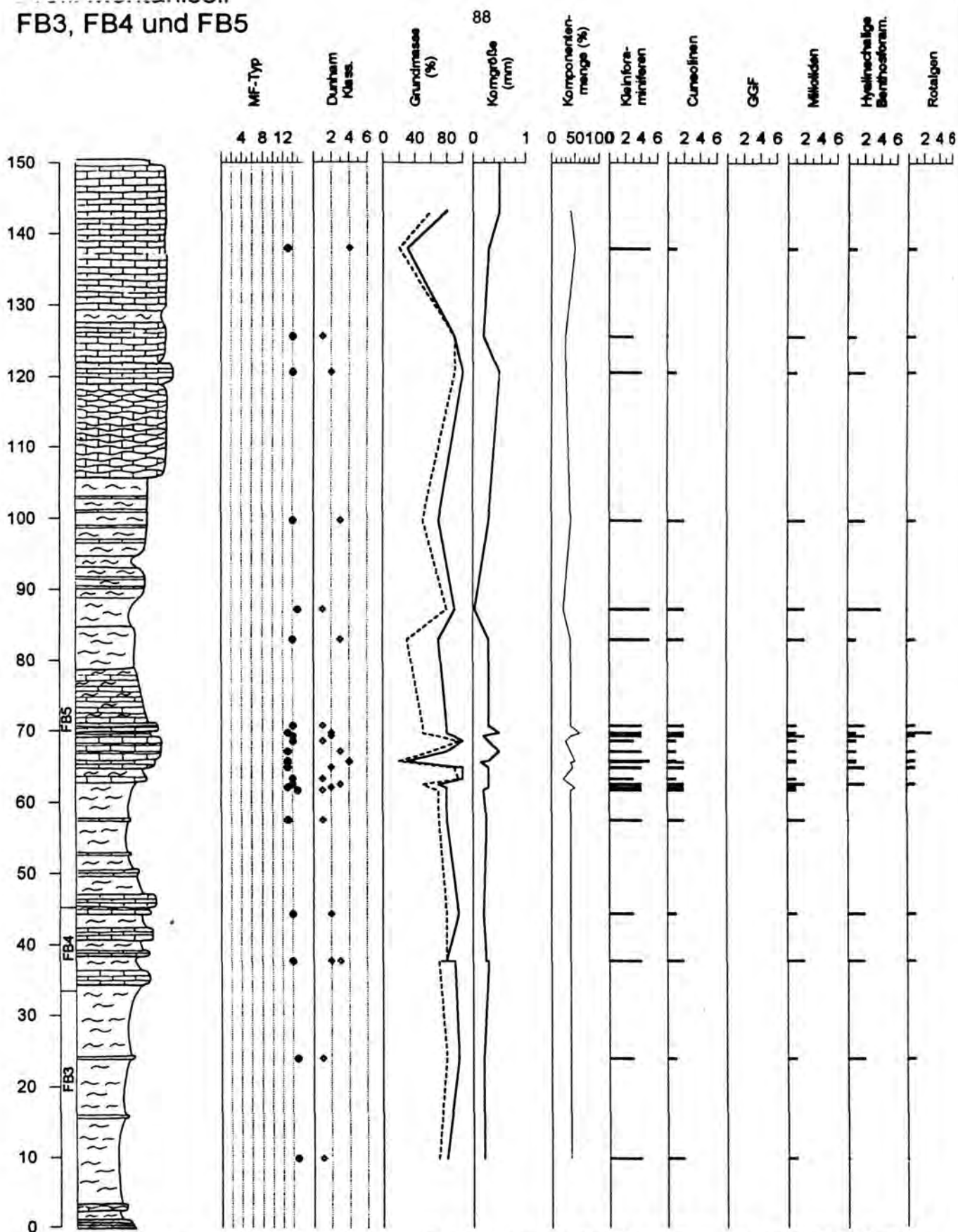
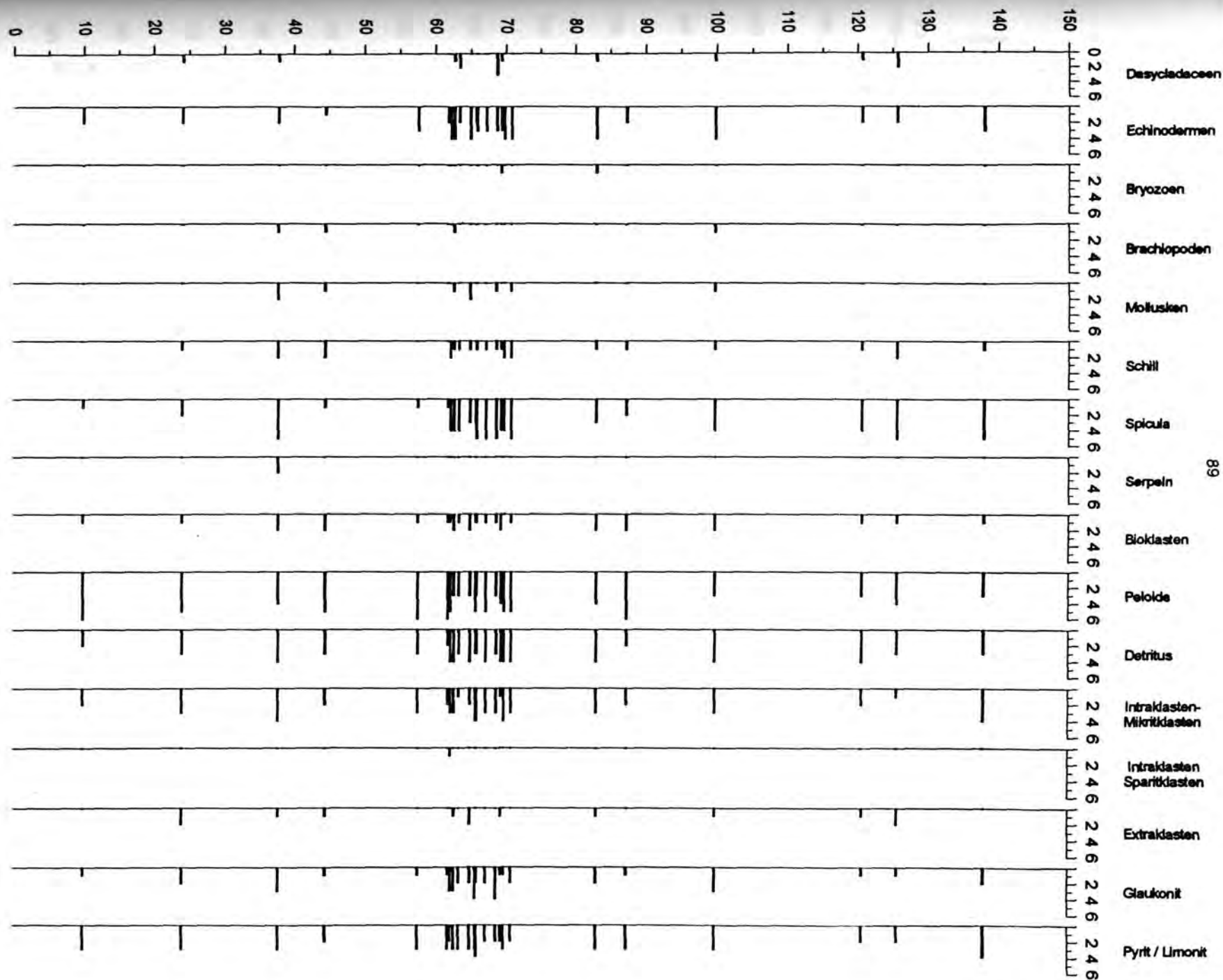


Abb. 23: Profil Montanisell, unterer Teil, oberer Teil der unteren Font Bordonera Formation (FB3 und FB4) und basale Kalk-Einheit (FB5), obere Font Bordonera Formation: Lithologie, MF-Typen, Dunham-Klassifikation, Grundmassenanteile summiert auf 100 %, Verteilung der wichtigsten Komponentengruppen angegeben in Häufigkeitswerten (1 = sehr selten, 6 = gesteinsbildend, Kap. 2.3.1.). Zur Erläuterung der MF-Typen s. Kap. 4.6. und Abb. 9. Die Beschreibung der einzelnen Schichteinheiten ist im Anhang II.III. dargestellt. Die Lage der einzelnen Proben ist in Anhang III.III. ersichtlich. Lage des Profils s. Abb. 13, Legende s. Abb. 20.



Profil Montanisell FB6

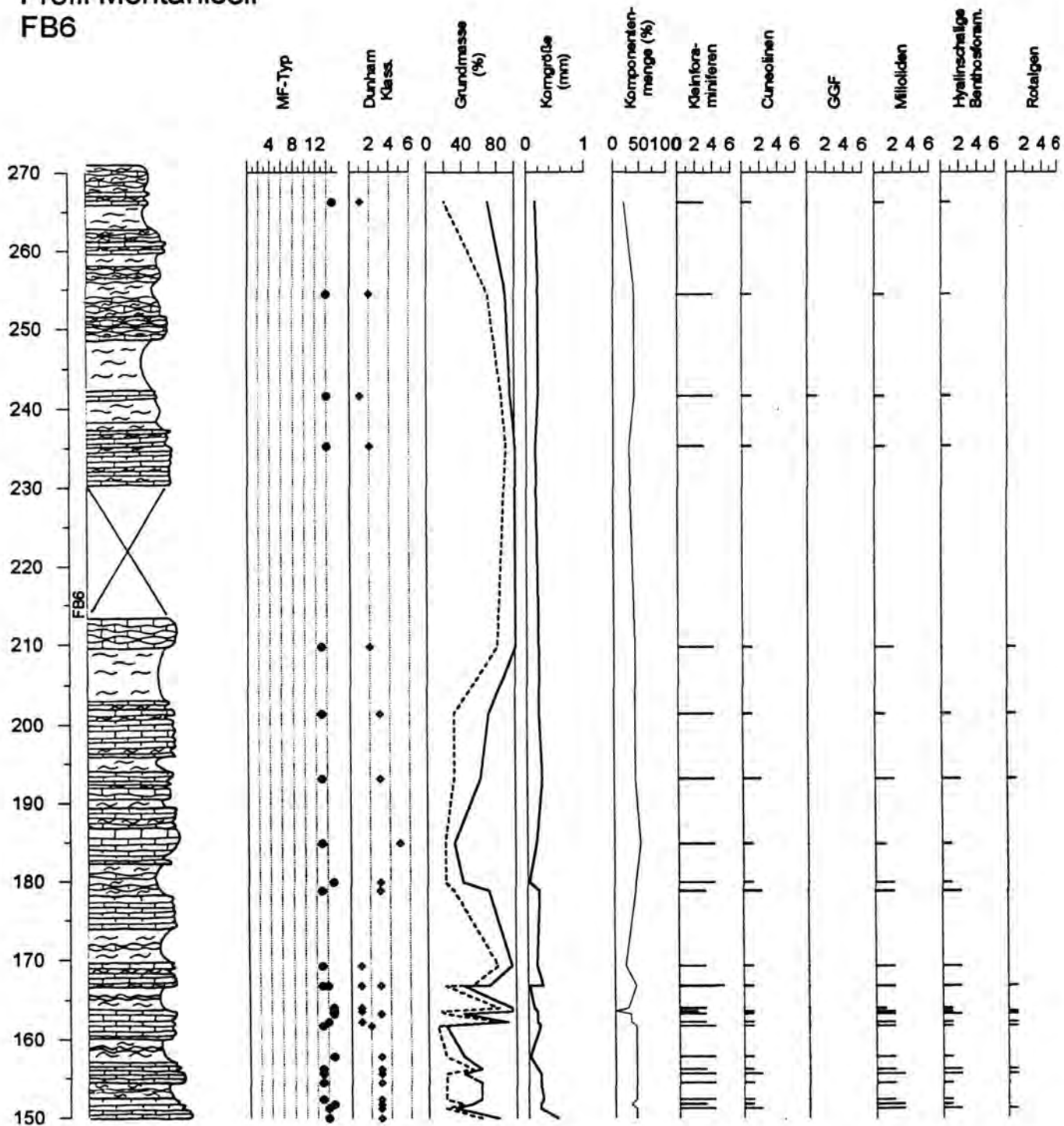
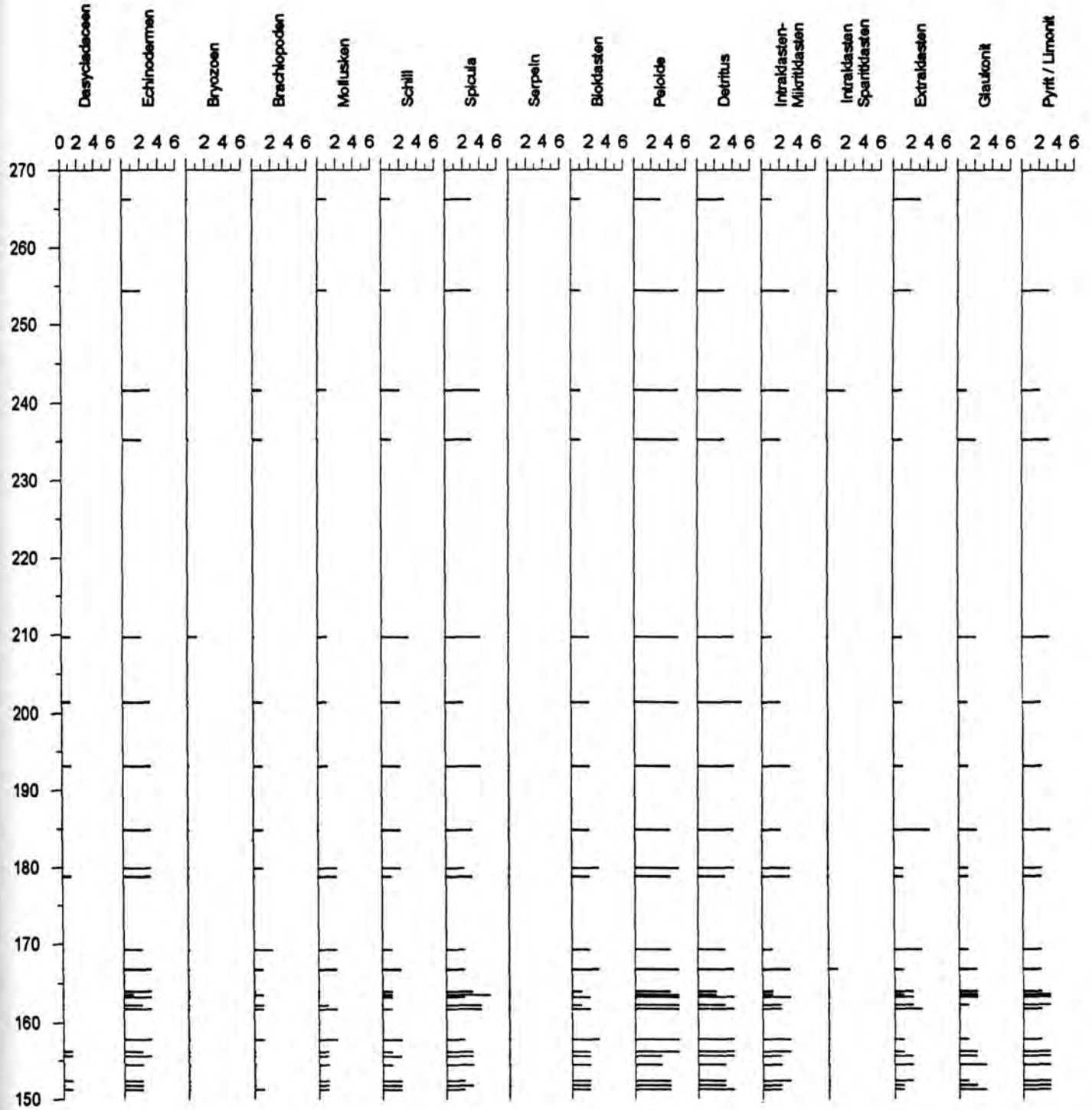


Abb. 24: Profil Montanisell, oberer Teil. Kalk-Mergel-Einheit, obere Font Bordonera Formation: Lithologie, MF-Typen, Dunham-Klassifikation, Grundmassenanteile summiert auf 100 %, Verteilung der wichtigsten Komponentengruppen angegeben in Häufigkeitswerten (1 = sehr selten, 6 = gesteinsbildend, Kap. 2.3.1.). Zur Erläuterung der MF-Typen s. Kap. 4.6. und Abb. 9. Die Beschreibung der einzelnen Schichteinheiten ist im Anhang II.III. dargestellt. Die Lage der einzelnen Proben ist in Anhang III.III. ersichtlich. Lage des Profils s. Abb. 13, Legende s. Abb. 20.



8. DER SEDIMENTATIONSRAUM VON ORGANYÀ IM UNTEREN ALB, LLUÇÀ FORMATION (L1 BIS L3)

Die Lluçà Formation wird im E aus einer 300 m mächtigen Serie schwarzer Mergel (L1) mit wenigen Karbonatbänken (Kalkturbidite) gebildet. Bei Abella de la Conca im W des Arbeitsgebietes sind Kalk-Mergel-Folgen (L2) des flacheren Wassers aufgeschlossen. Im Hangenden folgen auch hier dunkle Mergel (L3). Während der Übergang der Font Bordonera Formation in die Lluçà Formation im Bereich Montanisell (Abb. 15) durchgehend aufgeschlossen ist (Kap. 7.2.2.), fehlt im Bereich von Abella de la Conca die Basis der Karbonate. Die Lluçà Formation wurde anhand eines Profils im Westen des Arbeitsgebietes (2 km NNE' von Abella de la Conca, Abb. 25) und einzelner Proben aus den oberhalb von Profil Montanisell aufgeschlossenen Schichten bearbeitet.

8.1. Lluçà Mergel (L1)

Die Einheit Lluçà Mergel (L1) tritt im Norden und Süden der Sierra Santa Fe Synklinale auf und stellt im E alle vorhandenen Sedimente des Alb dar. Im Hangenden werden die Sedimente diskordant von oberkretazischen Sedimenten begrenzt. Nach W verzahnt sich die Einheit lateral mit den Lluçà Karbonaten (L2), die ca. 3 km westlich von Bóixols einsetzen (Abb. 25). Nach E läuft die Einheit diskordant gegen die einsetzenden oberkretazischen Karbonate aus. In die 300 m mächtigen dunkelgrauen Mergel sind in unregelmäßigen Abständen dünnbankige Kalkbänke eingeschaltet. Die Mergel führen wenige benthische und einige planktische Foraminiferen, wenige Spicula und sehr wenig Detritus (MF-Typ 14 und 15 mit hohem Tongehalt). Unter dem Rasterelektronenmikroskop konnten Coccolithen nachgewiesen werden, deren Erhaltungszustand aber keine genauere Bestimmung zuließ. Ammoniten sind selten und meist schlecht erhalten. An Foraminiferen dominieren textulariide Formen und primitive Sandschaler. Seltener treten Milioliden auf. Die Kalkbänke entsprechen den MF-Typen 13 und 14 (Kap. 4.6.4.) und enthalten eine diverse benthische Foraminiferen-Fauna, feinkörnigen Detritus und sehr kleine Echinidenbruchstücke, ferner kleine Lithoklasten und Pseudopeloide. Die Matrix ist mikritisch oder neomorph umkristallisiert.

Environment: Die Mergel stellen die hemipelagische Hintergrundsedimentation tieferer Sedimentationsräume dar. Sie sind in den Bereich der distalen Outer Ramp und in das Becken einzuordnen. Eine eindeutige Grenzziehung zwischen Outer Ramp und Becken ist in diesem Fall nicht möglich. Das Auftreten von benthischen Foraminiferen weist auf offen marine Bedingungen und gut durchlüftetes Bodenwasser hin. Die Kalkbänke bilden turbiditische Ereignisse ab. Turbidite fehlen auf homoklinalen Rampen aufgrund der zu geringen Hangneigung, können aber auf distal versteilten Rampen auftreten (TUCKER & WRIGHT, 1990). Die Turbidite deuten die Ausbildung einer distal versteilten Karbonatrampe an, jedoch finden sich im Gelände keine Anzeichen hierfür.

8.2. Lluçà Karbonate (L2)

Im Bereich NE' Abella, W' des Barranco de la Vall bis ca. 3 km W' Bóixols (Abb. 25) sind langgestreckt ausklingende Karbonatkörper aufgeschlossen (Tafel 1, Fig. 5). Die Abfolge ist maximal 500 m mächtig. Diese linsenförmigen Karbonatkörper sind mehrere km lang und verzahnen sich mit den umgebenden Mergeln. Die Untergrenze der Abfolge ist nicht aufgeschlossen, jedoch ist aufgrund der fortschreitenden Transgression (Kap. 15.3.) ein "Onlapping" auf ältere Gesteine wahrscheinlich. Die Karbonate liegen in Form von 10 bis 50 m mächtigen Kalk-Kalkmergel-Zyklen 4. Ordnung mit einem Thickening- und Coarsening-Upward-Trend vor (Tafel 1, Fig. 3 und 4, Anhang II.IV.). Von den Karbonaten des Apt unterscheiden sich die Sedimente des Alb vor allem durch die große Menge gerundeter articulater Rotalgen (*Agardhiellopsis* sp., *Kymalithon* sp., *Paraphyllum* sp. und *Pseudolithothamnium* sp.).

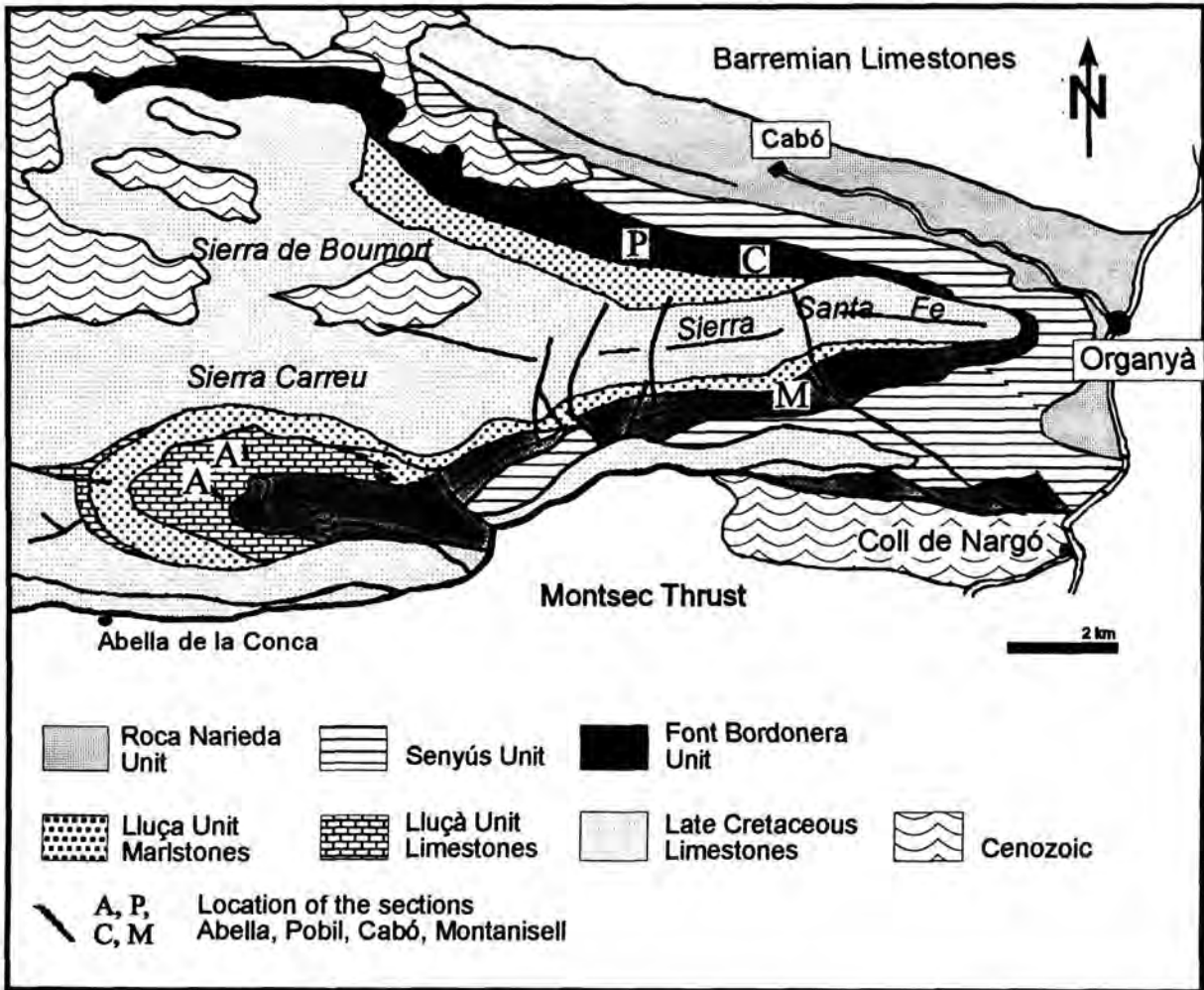


Abb. 25: Geologische Karte des Gebietes westlich von Organyà bis in die Gegend von Abella de la Conca. Die Karte unterscheidet zwischen der mergelig ausgebildeten Lluça Formation im E und den Kalk-Mergelfolgen gleichen Alters im W.

Insgesamt können die Karbonate von Abella in drei Abschnitte unterteilt werden:

Der untere Abschnitt (L2/1; Abb. 26) besteht aus 80 m mächtigen Kalk-Mergel-Zyklen, und die Karbonate werden von Packstones (Intrapelmikrite mit Spicula und Rotalgen) dominiert. Der Faziesraum wird von Sedimenten der Mid Ramp und Outer Ramp dominiert.

Der mittlere Abschnitt (L2/2; Abb. 26) wird von karbonatischen Zyklen dominiert (Profil Abella, Abb. 27, Beschreibung s. Anhang I.IV.). Ein typischer Zyklus beginnt mit dünnbankigen (10 bis 20 cm), z.T. knolligen Mergeln, Kalkmergeln und Kalken. Die bioturbaten Sedimente bestehen aus Intraklasten- oder Foraminiferen-reichen Pelmikriten mit Spicula und gerundeten Rotalgen. Die Foraminiferenfauna enthält deutlich mehr kalkschalige Formen als die des Apt. Milioliden und Glomospiren sind relativ häufig. Nach oben nehmen die Mergelanteile deutlich ab und die Auswaschung der Sedimente zu. Den oberen Teil der Zyklen bilden Pack- und Grainstones mit Echinodermen, Rotalgen, Lithoklasten, Pseudopeloiden und z.T. mit massenhaft Spicula. Partiiell zeigen die Bänke interne Schrägschichtung. Lokal können 5 m breite und bis 1 m mächtige Kalkschwamm-biostrome und Korallen auftreten. Im oberen Bereich dieses Abschnitts konnte in Schlämmpfropfen eine *Tritaxia-Lenticulina-Dorothia*-Assoziation (Profil Abella, 215 m) bestimmt werden. Diese Assoziation ist nach MOULLADE (1966) charakteristisch für offenmarine Außenschelfbereiche, was mit der

Schematische Darstellung der Lluçà Formation im Becken von Organyà

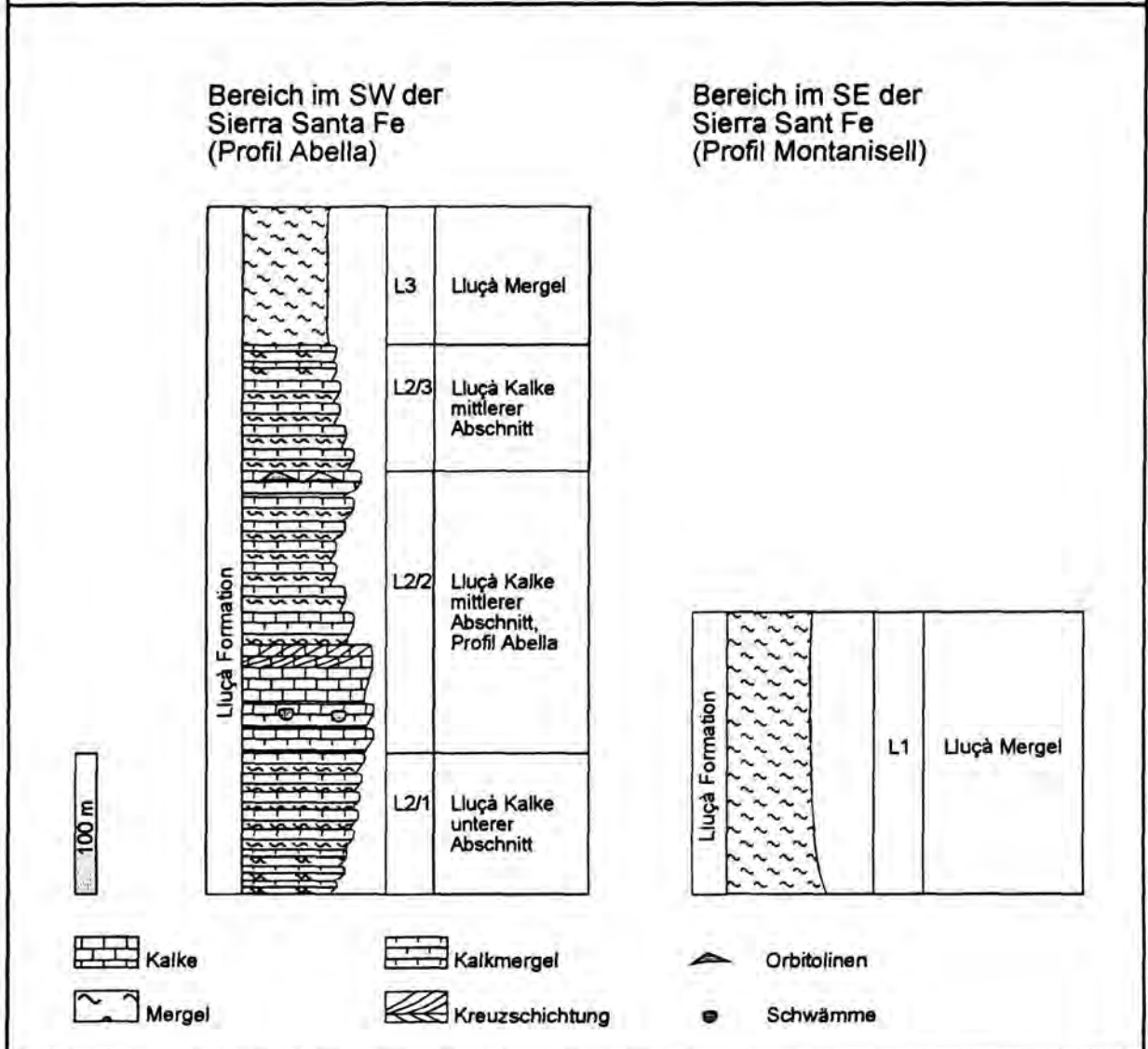


Abb. 26: Gesamtprofil der Lluçà Formation (unteres Alb) in der Region Organyà unter Berücksichtigung der unterschiedlichen Ausbildung im SW und SE der Sierra Santa Fe / Sierra Carreu Synklinale.

Einordnung der Mergel in tiefere Bereiche der Rampe (Distale Outer Ramp) gut übereinstimmt. Insgesamt ist in den unteren 80 m eine Zunahme der Karbonatgehalts zum Hangenden zu beobachten, wobei auch der Auswaschungsgrad der Sedimente und die Mächtigkeit der einzelnen Zyklen zunimmt. Danach werden die Mergel häufiger, was mit einer Mächtigkeitsabnahme der Zyklen verbunden ist. Gleichzeitig werden die ausgewaschenen Sedimente seltener. Lokal treten auch im oberen Teil fossilreiche Bänke mit Korallen, Bryozoen, Austern und Bivalven, Schwämmen und Seeigeln auf. Im gesamten Bereich sind die Komponenten oft verkieselt.

Im 80 m mächtigen oberen Abschnitt (L2/3 oberhalb des Profils) nimmt der Mergelanteil deutlich zu und die Karbonate gehen graduell in reine Mergel über. Fossilreiche Sedimente fehlen.

Eisenreiche Sedimente, wie von BERÁSTEGUI et al. (1990) beschrieben, wurden in den Lluçà Karbonaten nicht beobachtet. Im Gegensatz zu den Gesteinen des Apt liegt das Fe häufig in oxidiert Form vor (Limonit statt Pyrit).

Environment: Die Kalke sind im Bereich der Mid und Inner Ramp entstanden. Die Basis der Zyklen besteht aus Sedimenten der Mid Ramp bis Outer Ramp (MF-Typen 18 und 19). Die umgelagerte Flachwasserfauna zeigt jedoch die Nähe zum Inner Ramp-Bereich an. Lateral ist nach E der langsame Übergang in die tiefer marine Sedimentation von Montanisell (L1) zu beobachten.

Der obere Teil der Zyklen stellt in der Regel eine flachermarine Fazies dar. Die Sedimente sind im Bereich von Sand Shoals des Typs 2 entstanden (Kap. 5.3.1.2.). Im Lee der Shoals herrschten niederenergetische Bedingungen, die die Entwicklung von Schwamm- und Korallenbiostromen begünstigt haben. Im Gegensatz zu den Shoals des Oberapt bilden im Alb Spicula und Rotalgen einen Großteil der Komponenten. Die Auswaschung ist stärker, was auf stärkere Strömung zurückgeführt wird.

Die Zunahme der Rotalgen in der Lluçà Formation steht im Zusammenhang mit der biologischen Evolution dieser Formen. Auch im baskisch-kantabrischen Raum sind die Algen der Vimport für Alb-Riffe charakteristisch (REITNER 1987, FERNANDÉZ-MÉNDIOLA & GARCÍA-MONDÉJAR, 1990).

8.3. Obere Lluçà Mergel (L3):

Die Einheit der oberen Lluçà Mergel entspricht lithologisch den unteren Lluçà Mergeln (L1), wird jedoch aufgrund ihres stratigraphisch späteren Einsetzens als obere Lluçà Mergel bezeichnet. Die Schichten schließen konkordant an die Lluçà Karbonate (L2) an und werden diskordant von oberkretazischen Sedimenten begrenzt.

8.4. Bóixols Riff (L4)

Im E von Bóixols ist ein Schwamm und Rotalgen dominierter Riffkomplex aufgeschlossen, der von Mergeln umgeben ist. Da biostratigraphische Marker fehlen, ist die Korrelation schwierig. WILLEMS (1982) datiert das Riff anhand der umgebenden Sedimente auf unteres Alb, während WITTMANN (1993b) einen komplexeren tektonischen Aufbau annimmt und die Ablagerungen auf oberstes Apt datiert. Die Rotalgendominanz, die ansonsten erst im Alb erscheint, deutet auf eine sinnvolle Korrelation mit den Kalken von Abella hin, die sich im oberen Teil eindeutig auf Alb datieren lassen.

Profil Abella Lluçà Formation

96

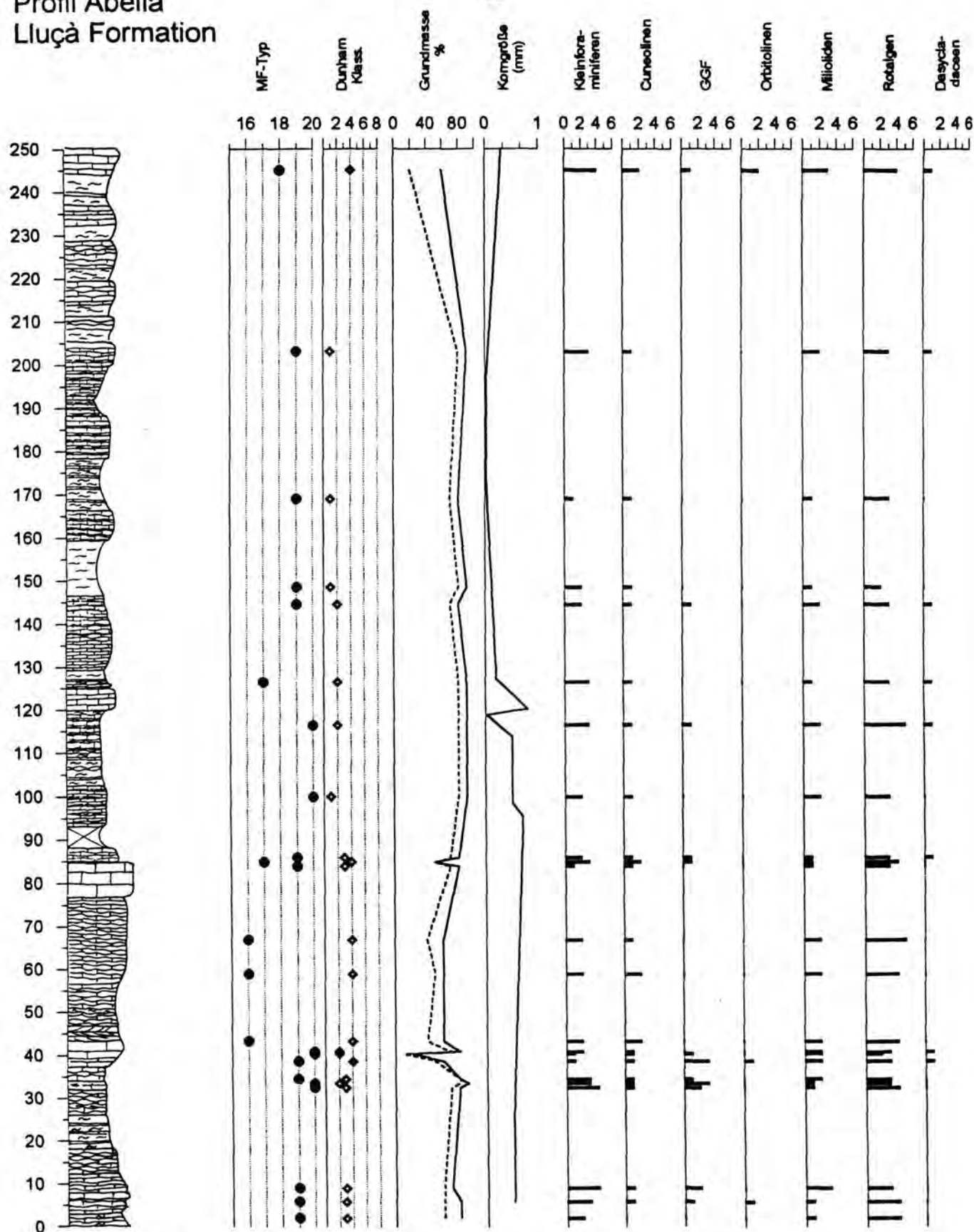
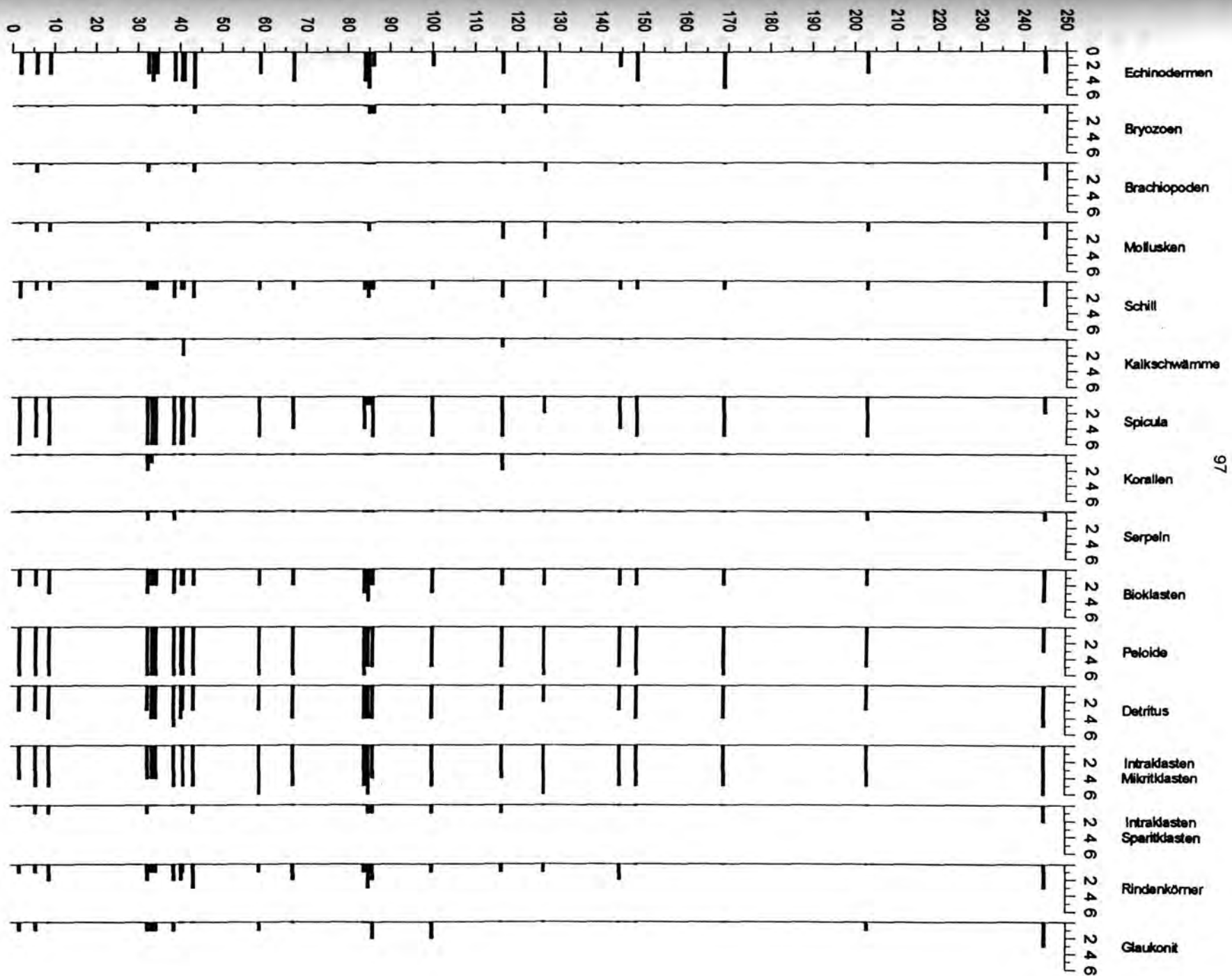


Abb. 27: Profil Abella, Lluçà Formation (L2). Lithologie, MF-Typen, Dunham-Klassifikation, Grundmassenanteile summiert auf 100 %, Verteilung der wichtigsten Komponentengruppen angegeben in Häufigkeitswerten (1 = sehr selten, 6 = gesteinsbildend, Kap. 2.3.1.). Zur Erläuterung der MF-Typen s. Kap. 4.6. und Abb. 9. Die Beschreibung der einzelnen Schichteinheiten ist im Anhang II.IV. dargestellt. Die Lage der einzelnen Proben ist in Anhang III.IV. ersichtlich. Lage des Profils s. Abb. 13, Legende s. Abb. 20.



9. PALÄOGEOGRAPHIE UND SEDIMENTATIONSENTWICKLUNG IM MITTLEREN UND OBEREN APT UND UNTEREN ALB

9.1. Paläogeographie und Sedimentationsentwicklung der Senyús Formation, mittleres Oberapt

Die paläogeographische Rekonstruktion wurde gemeinsam mit SCHÖLLHORN (1994) entwickelt. Während des unteren Apt entwickelte sich eine homoklinale Karbonatrampe, die den gesamten Bereich des Organyà Beckens einnahm. Für die S-Küste des Organyà Beckens wird ein genereller E-W-Verlauf angenommen (PEYBERNÈS 1976, WILLEMS 1982, BERÁSTEGUI et al. 1990, GARCIA-SENZ et al., 1991). Flachmarine Karbonate im W der Sierra Boumort (BERÁSTEGUI et al. 1990) und im E des Río Segre (SCHRAMM, 1993, KARWATH, 1994) geben im unteren Apt den generellen E-W-Trend der Küste wieder. Im Bereich östlich von Organyà entwickelte sich aufgrund lokaler tektonischer Deformationen zu diesem E-W-Trend eine N-S-Richtung, woraus ein Einfallen der Karbonatrampe in NE-Richtung resultierte. Abb. 28 zeigt die Rekonstruktion der Karbonatrampe zur Zeit eines Meeresspiegel-Tief-

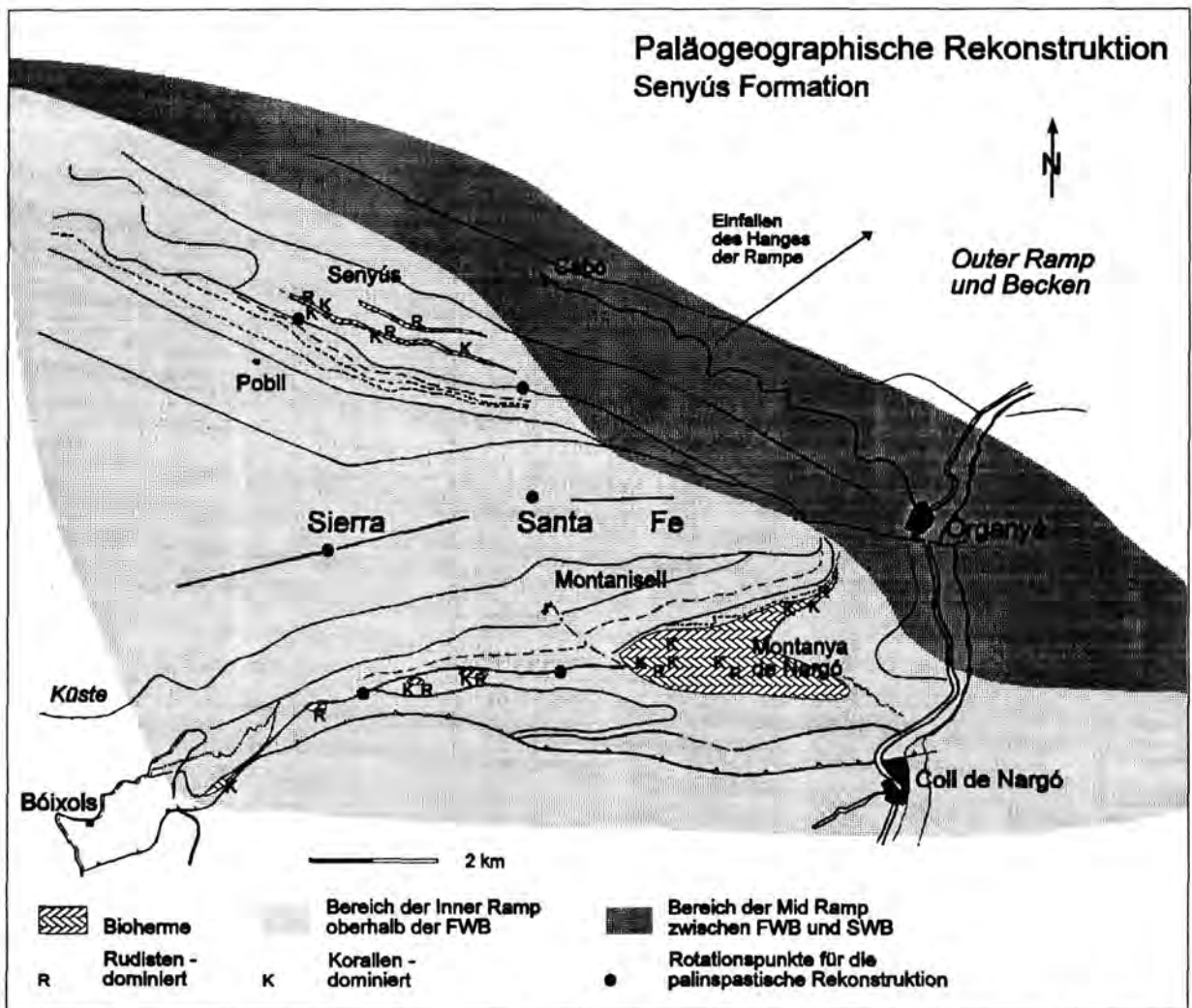


Abb. 28: Paläogeographische Rekonstruktion für die Senyús Formation (mittleres Oberapt) während eines Meeresspiegel-Tiefstandes. Die Darstellung wurde an den eingezeichneten Rotationspunkten entzerrt, wobei von einem generellen Einfallen der Schichten von $180/40$ im N der Sierra Santa Fe Synklinale und von $0/30$ im S ausgegangen wurde. Die Streckung wurde für jeweils 2 Punkte am Top der Senyús Formation N' und S' der Sierra Santa Fe Synklinale berechnet. Die Grenzen der verschiedenen Formationen auf der geologischen Karte wurden für die bessere Orientierung beibehalten (Abb. 13). Weit ausgedehnte Inner Ramp-Bereiche und ein generelles Einfallen der homoklinale Karbonatrampe nach NE charakterisieren die Senyús Formation.

standes. Während eines Meeresspiegel-Hochstandes verlagerten sich die Fazieszonen nach SW und der gesamte aufgeschlossene Bereich der Karbonatrampe war mit Sedimenten der Mid Ramp oder der Outer Ramp bedeckt.

Inner Ramp: Die Inner Ramp nahm während Meeresspiegel-Niedrigständen fast das gesamte Gebiet im S und W ein, wie die Bioherme im Bereich der Montanya de Nargó und Senyús belegen. Sowohl im N als auch im S zeigen die Bioherme eine Verflachung nach W an. Nur im SW der Sierra Santa Fe Synklinale (Bóixols) ist die Küste in Form von transgredierenden Karbonaten aufgeschlossen. Insgesamt ist von einer relativ niederenergetischen Fazies auszugehen, worauf die Art der Bioherme (Einheiten S2, S6) hinweist. Insgesamt entwickelte sich eine Abfolge von Rudisten-dominierten Biohermen in flacheren Bereichen, die mit zunehmender Tiefe in Korallen-dominierte Patchriffe übergingen (SCHÖLLHORN, 1994). Eine ähnliche Abfolge beschreiben FERNÁNDEZ-MENDIOLA & GARCÍA-MONDÉJAR (1989) aus den mittelmiozänen Karbonatrampen im Gorbea-Gebiet im basko-kantabrischen Raum. Kurzzeitig entwickelten sich im Bereich der Inner Ramp auch wandernde submarine Sand Shoals (S4), die ein etwas höherenergetisches Milieu anzeigen (Kap. 5.4.1.2.). Diese stellen die flachsten aufgeschlossenen Environments der Karbonatrampe dar.

Mid Ramp: Die Mid Ramp bedeckte während Meeresspiegel-Tiefständen das Gebiet im NE der Sierra Santa Fe Synklinale, konnte aber während der Meeresspiegel-Hochstände bis W von Senyús reichen. Eine mächtige Mergelsedimentation und bioklastische Elemente kennzeichnen diese Ablagerungen (S3, S5, S7 und S8), (SCHWENKE, 1993 und WITTMANN, 1993a). Orbitolinen-Mergel entstanden häufig im proximalen Teil der Mid Ramp. Auffällig ist das Fehlen von höherenergetischen Ereignissen, was eine geschützte Position der Karbonatrampe andeutet (Kap. 5.4.2.).

Outer Ramp: Outer Ramp Sedimente wurden nur während Zeiten mit Meeresspiegel-Hochständen im Gebiet NE der Sierra Santa Fe Synklinale abgelagert (Einheiten: S1, S3 und S8). Die Sedimentation der Outer Ramp wurde von der ungestörten Hintergrundsedimentation dominiert (Foraminiferen, Spicula und Kalkschlamm). Planktische Foraminiferen zeigen ein offenes marines System an.

9.2. Paläogeographie und Sedimentationsentwicklung in der unteren Font Bordonera Formation, oberes Oberapt

Die siliziklastische Lage (FB1) an der Basis der Font Bordonera Formation markiert eine generelle Veränderung des Sedimentationsraums gegenüber der Senyús Formation. Sie wird im Gegensatz zu BERÁSTEGUI et al. (1990) in der vorliegenden Arbeit im W des Gebiets als hochenergetische Ablagerungen aus dem Bereich oberhalb der Wellenbasis und im E als Ablagerung aus dem Bereich der Mid Ramp interpretiert. Die Veränderungen des Sedimentationsraumes waren mit einem plötzlich zunehmenden terrigenen Eintrag verbunden. Anstelle von Stürmen wird die siliziklastische Lage auf eine breite Meeresspiegelabsenkung in Verbindung mit tektonischer Hebung und nachfolgend verstärkte Erosion im Hinterland zurückgeführt. Infolgedessen bildete sich an der Basis der Font Bordonera Formation ein weiterer Inner-Ramp-Bereich aus, der sich über das gesamte Arbeitsgebiet erstreckte. Die Küste verlief entlang der Set Comelles nach NW, W von Senyús vorbei. An der SE-Spitze der Sierra Santa Fe Synklinale zeigt die siliziklastische Lage Strukturen, die auf einen relativ flachen Ablagerungsraum hinweisen, während im Bereich Montanisell eine Bildung an der Grenze Mid Ramp/Inner Ramp wahrscheinlich ist. Die SE-Spitze der Sierra Santa Fe bildete vermutlich ein lokales Hoch. Die Küstenlinie verlief dann wahrscheinlich von den Set Comelles aus in einem weiten Bogen nach E. In diesem Fall würde Montanisell ein lokales Tief repräsentieren. Da die siliziklastische Lage auch weiter im E (östlich des Río Segre, SCHRAMM, 1993) auftritt, kann auch dort weiterhin von einem generellen E-W-Verlauf der Küste ausgegangen werden. Die Vertiefung des südöstlichen

Bereichs stand vermutlich in Verbindung mit neu auflebenden Störungen unter der Sierra Santa Fe, die nach VERGÉS (1993) in den seismischen ECORS-Profilen erscheinen.

Die Orbitolinen-Mergel im Norden (FB2, Abb. 15) und die grauen Mergel im Süden (FB2) zeigen eine Vertiefung des Sedimentationsraumes bzw. einen relativen Meeresspiegelanstieg an. Infolge einer nachfolgenden Regression bildete sich im N eine Sand Shoal (Top FB2). In der Gegend um Montanisell wuchsen bereits die ersten Ostreen-Biostrome (FB2). Bei erneuter Transgression breiteten sich diese Biostrome im gesamten Ablagerungsraum aus (FB3), und es setzte eine wesentlich ruhigere Sedimentation in etwas größerer Tiefe ein. Die topographischen Unterschiede des Meeresbodens waren vermutlich nur gering. Fast das gesamte Gebiet geriet in Tiefen unterhalb der FWB. Mit zunehmendem Anstieg des relativen Meeresspiegels gelangte der Bereich Montanisell in die Zone der Outer Ramp, während der Norden im Regime der Mid Ramp blieb.

Der Sedimentationsraum stellt ebenso wie in der Senyús Formation eine geschützte Rampe dar (*sensu* BURCHETTE & WRIGHT, 1992), deren Sedimente keinerlei Anzeichen signifikanter Sturmaufarbeitung zeigen.

9.3. Paläogeographie und Sedimentationsentwicklung in der oberen Font Bordonera Formation, oberstes Oberapt

Abb. 29 zeigt die paläogeographische Rekonstruktion der oberen Font Bordonera Formation. Gegenüber der unteren Font Bordonera Formation änderte sich an der prinzipiellen Gliederung des Sedimentationsraums wenig, lediglich die Wassertiefe war etwas geringer, worauf die im NW häufig auftretenden Sedimente der Inner Ramp hinweisen. Im Gegensatz zur Senyús Sequenz fiel die Karbonatrampe im Bereich W' Organyà nun nicht mehr nach NE sondern nach E ein. Jedoch treten auch E' von Organyà im Bereich W' des Río Segre Flachwasserkarbonate auf (Kartierung SCHRAMM, 1993). Insgesamt ist also von einer eher lokalen Veränderung der Rampe im Bereich W' Organyà auszugehen, wobei der generelle E-W-Verlauf der Küste weiterhin erhalten blieb. Die Küstenlinie, gekennzeichnet durch die Transgressionen der FB5 und FB6 (Abb. 29) auf die jurassischen Karbonate, wanderte nach W und verließ das Gebiet zwischen Organyà und Bóixols.

Inner Ramp: Es bildete sich zu Beginn der oberen Font Bordonera Formation (FB5) eine breite Inner Ramp, die unterschiedliche Faziesräume aufwies. Im NW wird sie von offenen Lagunen und Barrieren aus Sand Shoals charakterisiert (Kap. 5.3.1.2). Ein anlandiger, aus östlicher Richtung kommender Wind, wie von TOTMAN PARRISH & CURTIS (1982) für das Cenoman modelliert, könnte die für die Shoal-Bildung notwendige Küstenlängsströmung erzeugt haben. Die Shoals verlagerten sich im Zuge von Meeresspiegelschwankungen mehrfach in E-W-Richtung und konnten sich bis in den Bereich südlich von Cabó erstrecken (Abb. 42). In der oberen Kalk-Mergel-Einheit (FB6) vertieft sich der gesamte Bereich W' von Organyà. Inner Ramp Sedimente waren nun kaum noch ausgebildet.

Im SW entstanden in der oberen Font Bordonera Formation Korallenriffe; Bereiche mit eingeschränktem Milieu fehlen hier völlig (Abb. 29). Die Riffbildung zeigt etwas niedriger-energetisches Milieu im SW an (SCHÖLLHORN, 1994), was gut mit der angenommenen Position dieses Bereiches innerhalb des Sedimentationsraumes übereinstimmt (Abb. 29). Insgesamt sind die Riffe bathymetrisch etwas tiefer anzusiedeln als die Sand Shoals, da sie sich auch unterhalb der FWB bilden konnten (mündl. Mittl. SCHÖLLHORN). Im Norden wurde das Riffwachstum vermutlich infolge stärkerer Strömungen verhindert, die die Weichböden aufgearbeitet und infolge dessen eine Besiedlung von Korallenlarven verhindert haben. Nur unter niederenergetischen Bedingungen konnten auch Schalenfragmente oder ähnliche feste Partikel als Besiedlungssubstrat verwendet werden. Während die Sand Shoals der Inner Ramp graduell in die Mid Ramp Sedimente übergehen, ist im Bereich der Riffe ein relativ rascher Übergang nach N und E in Kalkmergel (Mid Ramp bis Outer Ramp) zu beobachten, der ein

stärkeres Relief widerspiegelt (Abb. 11). Da keine direkte Verzahnung zwischen den Riffen und den Shoals (im Gebiet der Sierra Santa Fe) zu beobachten ist, war vermutlich ein breiterer "Channel" ausgebildet. Dieser kann sich z.B. durch syndementäre Störungen gebildet haben, die von VERGÉS (1993) in diesem Bereich angenommen werden. Karbonatsande ca. 50 m E' der Riffe (oberste Font Bordonera Formation) zeigen jedoch die Nähe beider Environments an.

Mid Ramp: Die Lage der SWB als untere Grenze der Mid Ramp in der oberen Font Bordonera Formation ist nur schwer lokalisierbar, da auch hier Sturmereignisse weitgehend fehlen. Während die Sedimente der basalen Kalk-Einheit (FB5) im Bereich von Cabó im wesentlichen oberhalb der Sturmwellenbasis entstanden sind, fehlte der Eintrag aus flacheren Bereichen im Süden (Profil Montanisell) fast vollständig. Der Bereich Montanisell wird der etwas tieferen Outer Ramp zugeordnet. Infolgedessen ergibt sich im Süden der Sierra ein relativ rascher Übergang aus den Inner-Ramp-Bereichen in die Outer Ramp (s.o.). Im Norden dagegen dominierte der für homoklinale Karbonatrampen typische graduelle Übergang von der Inner Ramp über Bereiche mit häufigen Flachwasserkomponenten bis zu Zonen, die von der reinen Hintergrundsedimentation geprägt sind.

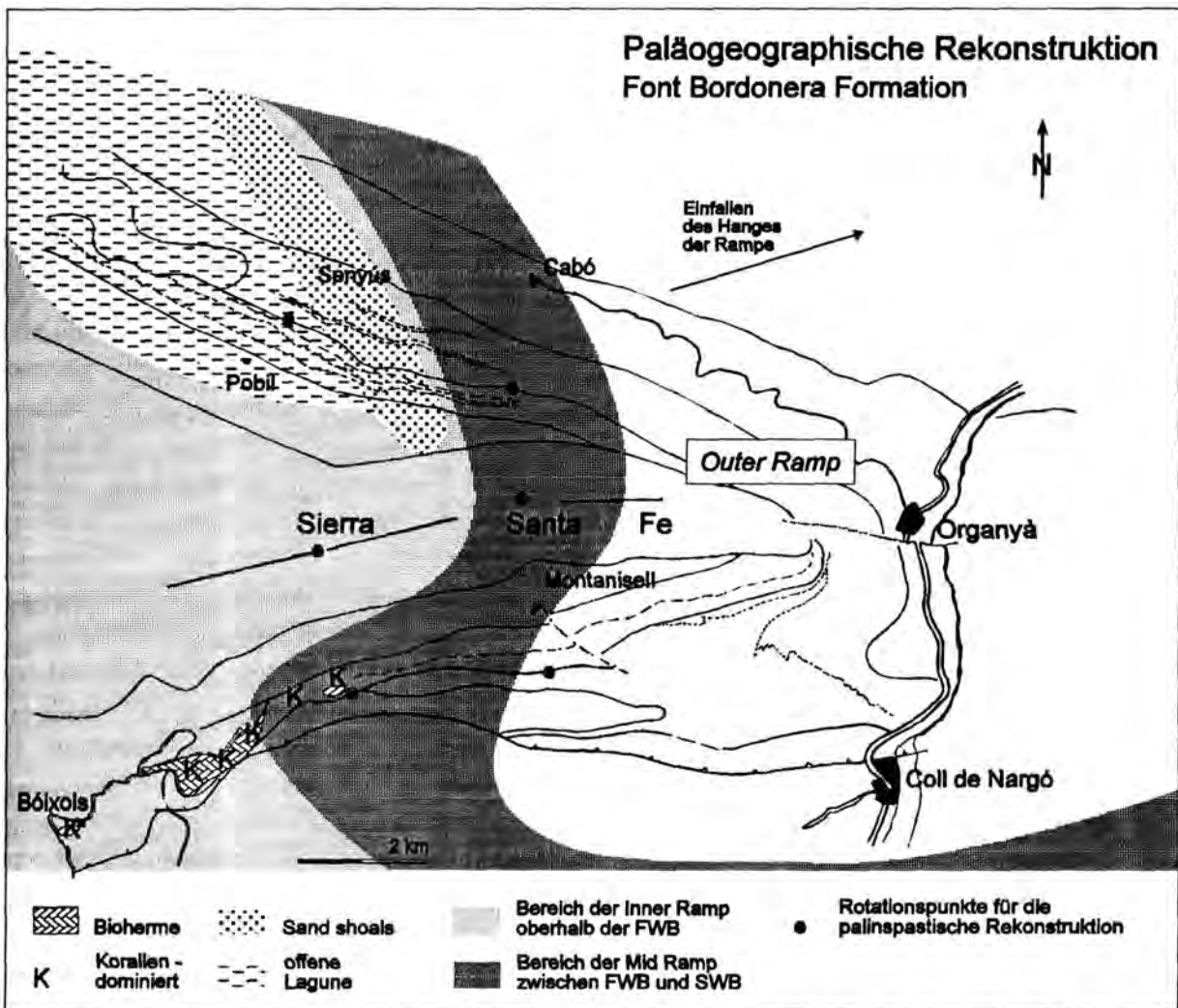


Abb. 29: Paläogeographische Rekonstruktion für die obere Font Bordonera Formation (oberstes Apt) während eines Meeresspiegeltiefstandes (basale Kalk-Einheit, FB5). Die Darstellung wurde an den eingezeichneten Rotationspunkten entzerrt, wobei von einem generellen Einfallen der Schichten von 180/40 im N der Sierra Santa Fe und von 0/30 im S ausgegangen wurde. Die Streckung wurde für jeweils 2 Punkte am Top der Senyús Formation N' und S' der Sierra Santa Fe Synklinale berechnet. Die Grenzen der verschiedenen Formationen auf der geologischen Karte wurden für die bessere Orientierung beibehalten (Abb. 13).

Während des Meeresspiegelanstiegs der oberen Kalk-Mergel-Einheit (FB6) verlagerte sich die Mid Ramp nach W. Insgesamt liegt das Einfallen der Karbonatrampe aber weiterhin unter 1° .

Diese Beobachtung stimmt mit den relativ niedrigerenergetischen Ablagerungen der Inner Ramp überein. Im baskischen Raum sind im Oberapt Sturmsedimente häufig in Form von Flachwasserkomponenten führenden Tempestiten ausgebildet (FERNÁNDEZ-MEDIOLA & GARCÍA-MONDÉJAR 1991). Stärkere Strömungen in Folge von Tiden sind nicht zu erwarten, da die relativ geringe Größe des Beckens (Kap. 1.4.) gegen größeren Tidenhub spricht. Auch Rampensequenzen in intrakontinentalen Becken zeigen jedoch nur selten signifikante Sturmaufarbeitung im Mid Ramp-Bereich (BURCHETTE & WRIGHT, 1992).

Outer Ramp: Die Outer Ramp konnte einen großen Teil des Gebietes umfassen. Während Meeresspiegel-Niedrigständen erstreckte sie sich von Montanisell nach NE. Bei steigendem Meeresspiegel konnte sie im Stadium FB5 bis nach Cabó reichen und im Stadium FB6 bis in das Gebiet W' von Senyús. Die Outer Ramp Fazies der Oberen Font Bordonera Formation ist von Foraminiferen- und/oder Spicula-haltigen Wacke- und Packstones geprägt. Die lokal zu beobachtende geringe Auswaschung des Kalkschlammes wird auf eine schwache Bodenwasserzirkulation zurückgeführt. Die Sedimentationsraten nahmen gegenüber der Mid Ramp deutlich ab, was sich in den unterschiedlichen Mächtigkeiten im N und S der Sierra abbildet (Abb. 15).

9.4. Paläogeographie und Sedimentationsentwicklung in der Lluçà Formation, unteres Alb

Die Sedimente der Lluçà Formation wurden ebenfalls auf einer flachen, nach E einfallenden Karbonatrampe abgelagert. Dies spiegelt sich im langsamen, lateralen Ausklingen der in flachem Wasser entstandenen Karbonatkörper wider, die fließend in die tiefer abgelagerten Mergel übergehen. Gegenüber den Sedimenten des Apt ist eine deutliche Retrogradation der Fazies zu beobachten. Insgesamt war das Apt durch eine stetig zunehmende Transgression gekennzeichnet, die von zwei regressiven Ereignissen (Kap. 16.3.) unterbrochen wurde. Über den flachmarinen Ablagerungen des Apt im E-Teil des bearbeiteten Gebiets entstanden hemipelagische Sedimente. Die Küste verlagerte sich nach W (und nach S). Bei Abella da la Conca bildete sich ein hochenergetisches Environment, das an flachere Bereiche gebunden war. Mit zunehmender Vertiefung im oberen Teil der Lluçà Sedimente (L3) ist eine weitere Verlagerung der flachmarinen Bereiche nach W und S anzunehmen. Mit zunehmender Transgression gelangten auch die primär flachmarinen Gebiete (Abella) in Bereiche unterhalb der SWB. Die bis hier ununterbrochene Abfolge der Unterkreide endet im Gebiet von Organyà mit diesen Sedimenten und wird diskordant von Sedimenten des Cenomans überlagert.

10. GEOCHEMIE

Exemplarisch werden hier nur die Karbonat- und Sr-Gehalte aus dem untersten (0 bis 40 m) und dem obersten Teil (110 bis 130 m) der basalen Kalk-Einheit der Font Bordonera Formation in Profil Cabó vorgestellt, da nur diese einen Beitrag zur Interpretation des ehemaligen Environments liefern.

Die Karbonatgehalte schwanken zwischen 60 und 80 % und korrelieren gut mit der Fazies (Abb. 30). Die tieferen Faziesräume enthalten z.T. deutlich größere Mengen unlöslichen Rückstands (IR) als die in flacherem Wasser abgelagerten Karbonate, ferner schwanken die Karbonatgehalte stärker. Dies kann zum einen auf die Zunahme des Toneintrags in Perioden mit Meeresspiegelhochständen zurückgehen, aber auch in Folge einer Abnahme der Karbonatproduktion in diesen Bereichen entstanden sein. Die zweite Erklärung wird hier bevorzugt, da gleichzeitig auch die Korngröße und die Menge der Karbonatproduzenten abnimmt. Die Sr-Gehalte zeigen nur wenig Bindung an die Fazies-typen (Abb. 30). Im oberen Teil der basalen Kalk-Einheit ist allerdings eine geringe Korrelation zwischen flacheren Faziestypen und zunehmenden Sr-Gehalten zu beobachten. Die Sr-Gehalte zeigen mit Werten von 400 bis 1500 ppm deutliche Schwankungen.

Sr wird bei der Umwandlung von Aragonit oder Hochmagnesiumcalcit (HMC) in Niedrigmagnesiumcalcit (LMC) deutlich in der Lösung angereichert und in den Mineralen abgereichert (VEIZER, 1983). Nach KOCH & BAUSCH (1989) ist bei diagenetischen Veränderungen der Sr-Gehalte eine Konzentration des Sr in tonreichen Schichten zu beobachten, da bei diesen der Durchfluß der Porenlösungen begrenzt ist. Daraus ergäbe sich eine negative Korrelation der Sr-Werte mit den Karbonatgehalten. Die Proben aus dem unteren Teil der basalen Kalk-Einheit zeigen jedoch keinerlei Korrelation der Sr-Gehalte mit dem CaCO_3 -Gehalt (Abb. 31). Im oberen Abschnitt (110 bis 130 m) (Abb. 32) ist in der graphischen Darstellung eine schwache negative Korrelation zu beobachten, jedoch hat diese mit $r^2 = -0,15$ keinerlei statistische Signifikanz. Die diagenetische Wanderung des Sr und Sammlung an tonreichen Schichten ist hier sicher kein wesentlicher Faktor für die Sr-Verteilung.

Auffällig ist dagegen die Bindung der Sr-Gehalte an die im Profil auftretenden Zyklizitäten (Abb. 43; Kap. 5.10.). So bilden sich in den Sr-Gehalten die verschiedenen Ordnungen der Meeresspiegelschwankungen ab (Kap. 5.10.). Hiermit kann zum einen gezeigt werden, daß ein primäres Signal in der Sr-Verteilung enthalten ist, und zum anderen, daß die verschiedenen Sr-Gehalte wahrscheinlich mit Aragonitgehalten im Mikrit der Grundmasse oder einem erhöhten Anteil aragonitischer Komponenten korrelieren. Nach LASEMI & SANDBERG (1984) und WIGGINS (1986) können erhöhte Sr-Gehalte bei niedrigen Mg-Gehalten auf eine primäre Aragonitmineralogie hinweisen. Aragonite enthalten mit primär 7000 bis 9400 ppm (theoretische Gehalte nach VEIZER, 1983) deutlich mehr Sr als Calcite mit 1000 bis 1200 ppm (KINSMANN, 1969). Obwohl während der diagenetischen Stabilisierung die absoluten Sr-Gehalte deutlich reduziert werden, sind die relativen Unterschiede häufig auch in fossilen Karbonaten überliefert (WIGGINS, 1986). Nach der diagenetischen Stabilisierung weisen primär aragonitische Mikrite noch 700 bis 3400 ppm Sr auf (WIGGINS, 1986), während primär calcitische Minerale bei unter 400 ppm liegen können. Demnach können unter der Voraussetzung eines geschlossenen diagenetischen Systems primär aragonitische Gesteine von calcitischen anhand unterschiedlich hoher Sr-Gehalte unterschieden werden (VEIZER 1983). Nach VEIZER (1977) und BRAND & VEIZER (1980) können allerdings primär LMC-Mikrite nach der Diagenese einen höheren Sr-Gehalt als aragonitische Gesteine aufweisen, wenn der LMC während der Diagenese ein stabiles Verhalten gezeigt hat und somit noch primäre Sr-Gehalte aufweist. Dagegen spricht aber die im Rasterelektronenmikroskop beobachtete durchgehende Veränderung des Mikrits. Jedoch kann nicht ausgeschlossen werden, daß auch primäre LMC-Komponenten zum Sr-Gehalt der Proben beitragen (Taf. 11, Fig. 8). Hiermit können die hohen Sr-Gehalte (bis 1000 ppm) in Proben erklärt werden, die bathymetrisch größeren Tiefen zugeordnet werden.

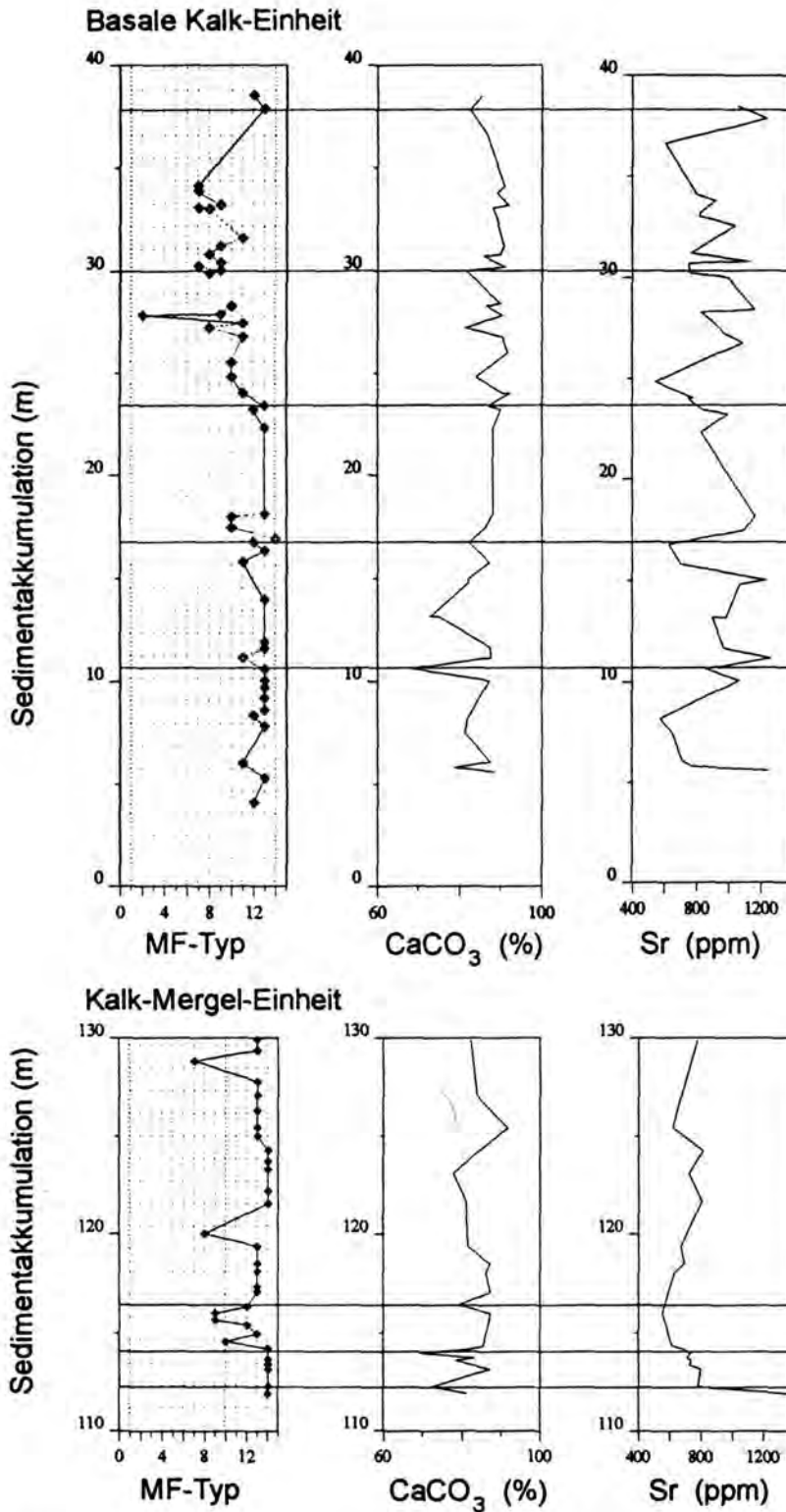


Abb. 30: Profil Cabó, unterer und oberer Teil der basalen Kalk-Einheit (FB5): Mikrofaziestypen, Karbonatgehalte, und Sr-Gehalte. Karbonatgehalte wurden aus den Ca- und Mg-Gehalten berechnet. Ca, Mg und Sr wurden mit der ICP gemessen. Im unteren Teil der basalen Kalk-Einheit (0 bis 40 m) sind deutlich stärkere Schwankungen zu beobachten als im oberen Teil (110 bis 130 m). Niedrige Karbonatgehalte sind häufig an MF-Typen gebunden (gekennzeichnet mit feinen Linien), die der etwas tieferen Karbonatrampe zugeordnet werden. Die Sr-Gehalte zeigen keinen Bezug zum Faziestyp.

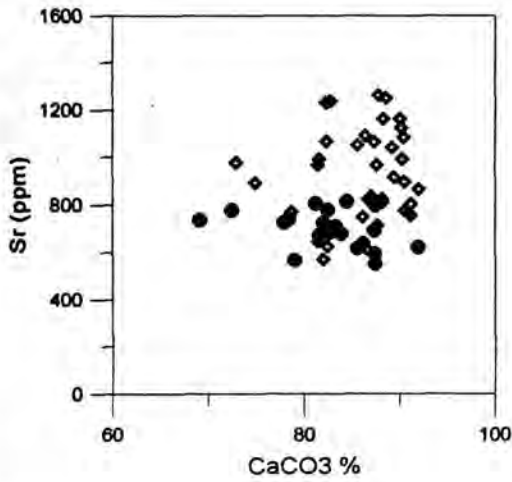


Abb. 31: Profil Cabó, basale Kalkeinheit: Korrelation der Sr-Gehalte mit den CaCO_3 -Gehalten. Mit \diamond sind die Proben aus dem Bereich 0 bis 40 m dargestellt, mit \bullet die Proben aus dem Bereich 110 bis 130 m. Die Gesamtprobenmenge sowie die Proben aus dem Bereich 0 bis 40 m des Profils zeigen keinerlei Trend in der Verteilung. Der Korrelationskoeffizient liegt praktisch bei $r=0$.

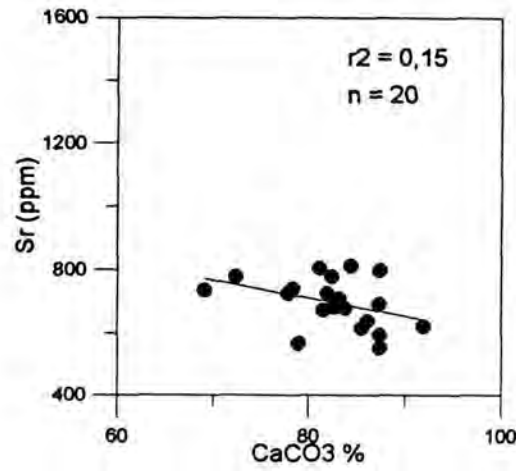


Abb. 32: Profil Cabó, basale Kalk-Einheit, oberster Abschnitt: Korrelation der Sr-Gehalte mit den CaCO_3 -Gehalten. Dargestellt sind nur die Proben aus dem Bereich 110 bis 130 m. Obwohl sich ein geringfügiger Trend in der Verteilung der Punkte zeigt, bleibt die negative Korrelation mit einem Koeffizienten von $r^2 = -0,15$ sehr gering.

Hohe Sr-Gehalte zu Zeiten mit niedrigem Meeresspiegel können auf eine erhöhte Aragonitbildungsrate hinweisen. In flachmarinen Kalkschlämmen ist der Aragonit-Anteil deutlich höher als in tiefermarinen (STEINEN, 1978). Auch die Menge an aragonitischen Komponenten nimmt in flachmarinen Bereichen gegenüber tiefermarinen zu (Mollusken, Korallen).

B. ZYKLEN UND SEQUENZEN

11. EINFÜHRUNG UND TERMINOLOGIE

Dieser Teil der Arbeit beschäftigt sich mit den Steuerungsfaktoren der Sedimentation der Font Bordonera und Lluçà Formation. Zu diesem Zweck wurde zum einen ein sequenzstratigraphisches Modell für die gesamte Abfolge entwickelt und zum anderen die obere Font Bordonera Formation hinsichtlich höherfrequenter Zyklizitäten untersucht. Hierzu wurden außer den mikrofaziellen Analysen statistische Methoden und die Daten aus den geochemischen Untersuchungen herangezogen. Die Analyse der Zyklen und Sequenzen ermöglicht eine Interpretation in bezug auf verschiedene Steuerungsfaktoren.

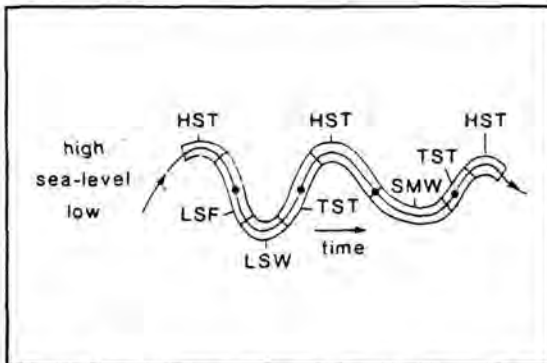


Abb. 33: Schematische Darstellung verschiedener Systems Tracts einer Meeresspiegelkurve, nach TUCKER & WRIGHT (1990: fig. 2.2.). Zu LST, HST, TST, SMW s. Text, LSF = Lowstand Fan, LSW = Lowstand Wedge

Die Entwicklung eines sedimentären Beckens wird aus dem Zusammenspiel von Tektonik, Klima, eustatischen Meeresspiegelschwankungen, Art und Menge des angelieferten Sediments sowie dem sich ausbildenden Faziesraum geprägt (VAIL et al. 1987, VAIL et al. 1991; SCHLAGER 1991, 1992). Tektonische Prozesse und Eustasie kontrollieren den der marinen Sedimentation zur Verfügung stehenden Raum (Accommodation Space). Die Größe der eustatischen Schwankungen erzeugt in Verbindung mit der Subsidenz eine relative Meeresspiegelkurve, die den wichtigsten Steuerungsfaktor auf der Ablagerungen bildet (TUCKER et al., 1993). Klima und Tektonik beeinflussen die Art der sich ausbildenden Sedimente (VAIL et al., 1991). Sequenzen sind als

eine Abfolge genetisch zusammenhängender Schichten definiert, die an der Basis und am Top von Diskordanzflächen (Erosionsflächen oder Hiati) bzw. von korrespondierenden, konkordanten Flächen (Correlative Conformities) begrenzt werden (MITCHUM et al., 1977).

Die einzelnen Teile des Ablagerungssystems, die sich während verschiedener Stadien der Meeresspiegelkurve bilden, werden als Lowstand Systems Tract (LST) bzw. Shelf-Margin Wedge (SMW), Transgressive Systems Tract (TST), Highstand Systems Tract (HST) bezeichnet (Abb. 33 VAN

WAGONER et al., 1988). Die Grenze zwischen LST und TST bildet die Transgressive Surface (ts), die zwischen TST und HST die Maximum Flooding Surface (mfs). Die einzelnen Systems Tracts werden aus Parasequenzen und Parasequenz-Sets (Stapel von Parasequenzen) zusammengesetzt. Diese werden jeweils von Marine-Flooding Surfaces (mf) begrenzt (VAN WAGONER et al. 1988). Weitere verwendeten Termini

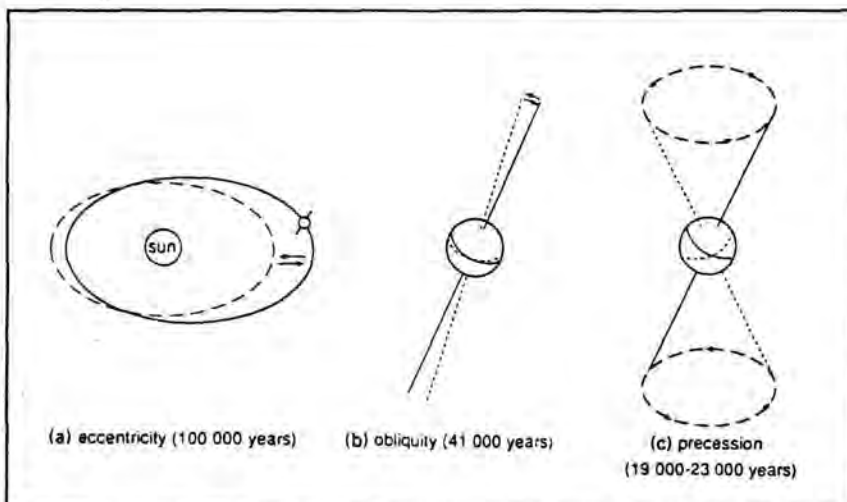


Abb. 34: Schematische Darstellung der Astronomischen Variablen, die das Klima der Erde beeinflussen. Aus: DE BOER & SMITH (1994).

richten sich nach VAN WAGONER et al. (1988), SARG (1988) und VAIL et al. (1991).

Es können verschiedene Ordnungen von Meeresspiegelschwankungen unterschieden werden, die nach VAIL et al. (1977) und HAQ et al. (1987) in Zyklen 1. bis 6. Ordnung unterteilt werden. Die wichtigsten Zyklen und ihre Steuerungsfaktoren sind in Tab. 7 zusammengestellt. In Anlehnung an EINSELE et al. (1991: 7) wird außerdem zwischen autozyklischen Sequenzen (primär durch Prozesse gesteuert, die im Sedimentationsraum selbst ausgelöst werden) und allozyklischen Sequenzen (Steuerung über externe Variablen, z.B. Eustasie, Klima) unterschieden. Diskussionen zu den Ursachen für die Entstehung von Zyklen und Sequenzen finden sich u.a. bei VAIL et al. (1991), FISCHER et al. (1990), FISCHER & BOTTJER (1991) und TUCKER & WRIGHT (1990: 62 ff). Die astronomischen Variablen, die zur Entstehung von Zyklen im Milankovitch Band führen sind in Abb. 34 dargestellt.

Tab. 7: Ordnungen relativer Meeresspiegelschwankungen und die wichtigsten auslösenden Mechanismen; *¹ Zahlen ohne Klammer nach TUCKER et al. (1993), Zahlen mit Klammer nach VAIL et al. (1991); *² nach EINSELE et al. (1991); *³ nach TUCKER et al. (1993).

Zyklus Ordnung	Dauer * ¹	Sedimentakkumulation * ²	Ursachen * ³				Zyklen nach FISCHER & BOTTJER (1991)
1. Ordnung	100 Ma (> 50 Ma)	> 100 m	tektonisch				Wilson
2. Ordnung	10 Ma (3 - 50 Ma)	> 100 m	eustatisch	Rifting &	global		Extinktion
3. Ordnung / Sequenzen	1 Ma (0,5 - 3 Ma)	10 bis 100 m		thermale Subsidenz	eustatisch	intra Plattenstress	
4. Ordnung Parasequenz-Sets	0,1 Ma (0,08 - 0,5 Ma)	10 bis 100 m	glacio-eustatisch, tektonisch				Milankovitch: Exzentrizität: 100.000 a und 400.000 a
5. Ordnung Parasequenzen	0,01 Ma (0,03 - 0,08 Ma)	1 bis 4 m	sedimentär				Eklptikschiefe: 41.000 a
6. Ordnung	(0,01 - 0,03 Ma)						Präzession : 19.000 bis 23.000 a

Sequenzstratigraphie

Ausgehend von den von VAIL et al. (1977) und MITCHUM et al. (1977) entwickelten Modellen für Sequenzen 3. Ordnung, entstanden verschiedene Modelle für Karbonatplattformen (SARG, 1988, SCHLAGER, 1992, VAIL et al. 1991). Nach BURCHETTE & WRIGHT (1992) haben Karbonatplattformen jedoch in ihrer Geometrie deutlich mehr mit siliziklastischen Schelfen als mit Karbonatplattformen gemeinsam. Dies muß sich auch im sequenzstratigraphischen Modell widerspiegeln. Beispiele für Anwendung sequenzstratigraphischer Modelle im Bereich von Karbonatplattformen finden sich bei CALVET et al. (1990), VAIL et al. (1991), BURCHETTE & WRIGHT (1992) und CALVET et al. (1993).

Für den Raum Organyà wurde von BERAESTEGUI et al. (1990) ein sequenzstratigraphisches Modell entwickelt. Es zeigte sich jedoch, daß eine Überarbeitung des Modells notwendig ist. Weitere Untersuchungen in den SE-Pyrenäen konzentrieren sich auf die Trias (TUCKER et al., 1990), den Jura (AURELL, 1991, AURELL & MELÉNDEZ, 1993), die Oberkreide (SIMO, 1989) oder das Tertiär (BETZLER, 1989). Nur wenige Arbeiten geben einen Einblick in sequenzstratigraphische Interpretationen der Unterkreide in den E-Pyrenäen, z.B. im Alb (SOUQUET & PEYBERNÉS, 1991) oder im Apt/Alb der NE-Pyrenäen (LENOBLE & CANÉROT, 1993). In den W-Pyrenäen wurden dagegen einige sequenzstratigraphische Untersuchungen in der Unterkreide durchgeführt (GARCÍA-MONDEJAR & FERNÁNDEZ-MENDIOLA, 1993, GRÄFE & WIEDMANN, 1993) und ebenso im ostfranzösischen Urgon (ARNAUD-VANNEAU & ARNAUD, 1990, STROHMENGER & STRASSER, 1993, DROMART et al., 1993, HUNT & TUCKER, 1993).

Zyklen 4. und 5. Ordnung

Da in den Profilen außer den niederfrequenten Sequenzen sowohl Zyklen 4. als auch 5. Ordnung unterschieden werden können, stellten sich folgende Fragen:

- In welchem Verhältnis stehen die Zyklen zueinander?
- Welche Periodizitäten bilden sich in den Zyklen ab?
- Wie gleichmäßig ist die Ausbildung?
- Können die Zyklen für die Korrelation der Profile untereinander herangezogen werden?
- In welcher Form bilden sich die verschiedenen Zyklen in verschiedenen Tiefen der Karbonatrampe ab?

Die meisten Studien über zyklische Karbonatablagerungen waren auf die Ausbildung von Zyklen 5. Ordnung im Peritidal von Plattformen konzentriert (JIMENEZ DE CISNEROS & VERA, 1993, GOLDHAMMER et al. 1987, 1990, STRASSER, 1988). Wenig erforscht ist dagegen die zeitgleiche Entwicklung von Zyklen im tieferen Subtidal, die im Anschluß an eine Plattform oder Innere Rampe zu finden sind (BOSELLINI & STEFANI, 1990, ELRICK & READ, 1991). Einige Arbeiten beschäftigen sich mit Zyklizitäten verschiedener Ordnung im kretazischen Riffbereich (GRÖTSCH, 1994, GISCHLER ET AL. 1994, LONGO et al., 1994), und reichlich stehen Studien über die Abbildung von Zyklen 5. Ordnung in kretazischen tiefmarinen Sedimenten zur Verfügung (z.B. DE BOER, 1983, FISCHER et al. 1991, NOÉ, 1993). Wenige Studien zeigen, wie sich diese hochfrequenten Zyklen zu Zyklen 4. Ordnung und schließlich zu Sequenzen zusammensetzen (AIGNER, 1985, GOLDHAMMER & HARRIS 1989, GOLDHAMMER et al. 1990, ELRICK & READ, 1991).

Kalk-Mergel-Zyklen

Im Prinzip kommen für die Bildung von Kalk-Mergel-Zyklen im marinen Faziesbereich verschiedene Mechanismen in Frage:

- der terrigene Eintrag variiert infolge wechselnder Erosion und Tonmineralbildung im terrestrischen Bereichen, der Karbonateintrag bleibt konstant oder folgt einem übergeordneten Signal (Verdünnungszyklen);
- die Karbonatproduktion im Offshore-Bereichen schwankt, der terrigener Eintrag bleibt konstant (Produktionszyklen; DE BOER, 1983);
- der Karbonateintrag aus flacheren Bereichen variiert infolge unterschiedlicher Produktions- oder Erosionsraten im flachmarinen und Küstenbereich, der siliziklastische Eintrag bleibt konstant;
- der Karbonateintrag variiert infolge periodischer Sedimentation durch Stürme bei kontinuierlichem siliziklastischen Eintrag (ELRICK & READ, 1991);
- Zusammenspiel von ansteigendem Karbonateintrag und einem siliziklastischen Eintrag, der einem höherfrequenten Signal folgt, kann zu asymmetrischen Kalk-Mergel-Zyklen führen (BURCHELL et al. 1990)

12. MODELL FÜR DIE KARBONATRAMPE VON ORGANYÀ

Die relativ einfache Geometrie einer homoklinalen Karbonatrampe bewirkt nach TUCKER et al. (1993) ein einfaches Progradieren und Retrogradieren der Faziesgürtel. Anhand der Faziesanalyse wurde ein Modell für die Karbonatrampe von Organyà entwickelt, das es ermöglicht, die Verlagerung der Faziesgürtel Meeresspiegelschwankungen verschiedener Ordnung zuzuordnen (Abb. 35).

Im folgenden werden die verschiedenen Grenzen der Zyklen und Sequenzen sowie die Systems Tracts hinsichtlich ihrer Besonderheiten im Organyà Becken kurz beschrieben:

Sequenzgrenzen (SB): Nach VAN WAGONER et al. (1988) werden Sequenzgrenzen (Sequence Boundaries) von einem signifikanten Absinken des Meeresspiegels hervorgerufen. Sie unterscheiden zwischen 'Type 1' und 'Type 2 Sequence Boundaries', die sich im Betrag der relativen Meeresspiegelabsenkung unterscheiden. Die Typ 1 Sequenzgrenze ist durch subaerische Erosion auf dem Shelf und Tubidite Fan Komplexe sowie einen progradierenden Lowstand Komplex im Becken geprägt (VAIL et al., 1991). Für Karbonatplattformen gilt: Der Meeresspiegel sinkt deutlich unter oder zumindest bis an den Plattformrand (SARG, 1988: 165, 168). Da dieser für homoklinale Karbonatrampen nicht festlegbar ist, wird ersatzweise der 'Point of Offlap Break' herangezogen (VAIL et al., 1991). An diesem Punkt läuft der progradierende Lowstand Systems Tract unterhalb der Position der FWB des vorangegangenen HST aus. Der Point of Offlap Break ist im Sedimentationsraum Organyà am Übergang Inner Ramp / Mid Ramp positioniert (Abb. 35). Er liegt demnach am distalen Ausläufer einer Sand Shoal (Kap. 5.3.1.). Im Gelände sollte eine Sequenzgrenze durch eine markante Erosionsfläche innerhalb verschiedener Shoal-Komplexe belegbar sein. Ferner kann die Typ 1 Sequenzgrenze daran erkennbar sein, daß Lagunen-Sedimente des LST direkt über Mid Ramp-Ablagerungen des HST der unterliegenden Sequenz liegen. In diesem Fall kann davon ausgegangen werden, daß die Meeresspiegelhöhe nicht ausreicht, um die Shoal Fazies des vorangegangenen HST zu überfluten, d.h. der Point of Offlap Break nicht überschritten wird. Diese indirekte Festlegung der Typ 1 Sequenzgrenze wurde in den Sedimenten der Font Bordonera Formation verwendet.

Die Typ 2 Sequenzgrenze ist von einem weniger deutlichen Absinken des Meeresspiegels gekennzeichnet und der folgende LST läuft landwärts des Point of Offlap Break aus (VAIL et al., 1991). Die Typ 2 Sequenzgrenze ist in den Sedimenten der Karbonatrampe von Organyà häufiger als die Typ 1 Sequenzgrenze.

Zyklus-Grenze (Cycle Boundary, CB): Um die Sequenzgrenze 3. Ordnung von der 4. Ordnung zu unterscheiden, wurde zusätzlich eine Zyklus-Grenze (Cycle Boundary) eingeführt, die der Sequenzgrenze in Zyklen 4. Ordnung entspricht. In Zyklen 4. und 5. Ordnung läßt sich ein Absinken des Meeresspiegels unter den Point of Offlap Break nur selten nachweisen. Zum einen liegen die Profile zu großen Teilen alle unterhalb dieses Punktes, zum anderen wird dieser Punkt bei der Progradation der Fazies oft nicht erreicht (Abb. 35). Dennoch ist häufig eine deutliche Progradation der Fazies zu beobachten, die einen relativen Fall des Meeresspiegels anzeigt. Fällt eine Zyklus-Grenze mit einer Sequenzgrenze zusammen kann es jedoch zum Absinken unter den Point of Offlap Break kommen.

LST: In den vorliegenden Sedimenten wird zwischen SMW und LST nicht differenziert, da die geometrische Auflösung nicht ausreicht, um eindeutige Unterscheidungen zu treffen. Der LST ist immer durch eine markante beckenwärtige Progradation der Fazies gekennzeichnet (VAN WAGONER et al. 1988). Diese ist in den Sedimenten der Karbonatrampe von Organyà meist an einer Progradation der Inner Ramp-Fazies über die Mid Ramp- und Outer Ramp-Fazies erkennbar.

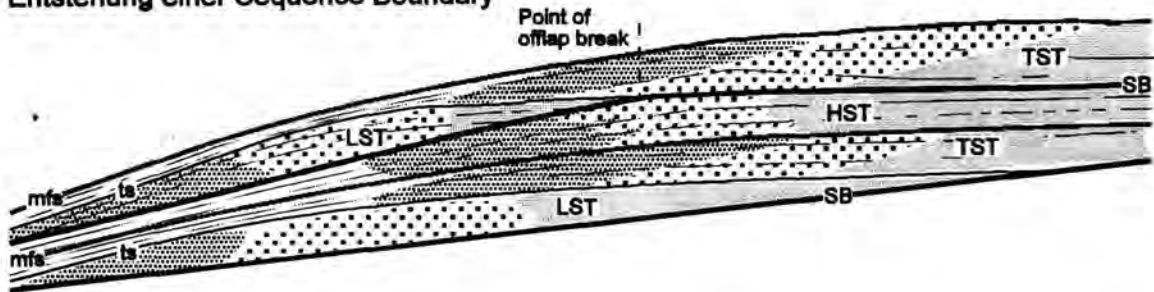
Transgressive Surface (ts): Die Transgressive Surface (VAN WAGONER et al., 1988) (First Flooding Surface *sensu* Vail, 1991) markiert den Wechsel von prograden zu retrograden Sedimentationsmustern. Obwohl die Grenze im Gelände häufig nur undeutlich ausgebildet ist, kann sie meist anhand

eines Wechsels der MF-Typen festgelegt werden. Das gleiche gilt für die **Marine-Flooding Surface** (mf), die in Zyklen 5. Ordnung an die Stelle der Transgressive Surface tritt.

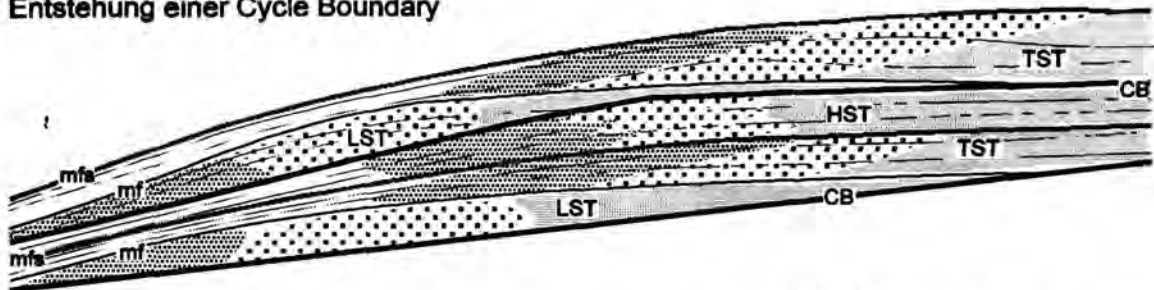
TST: Der TST ist von deutlicher Retrogradation gekennzeichnet (VAN WAGONER et al. 1988). Das Ausmaß des relativen Meeresspiegelanstiegs induziert nach TUCKER et al. (1993) auf Karbonatrampen verschiedene Sedimentationsformen. Auf der Karbonatrampe von Organyà ist die Retrogradation der Sand Shoal Fazies die markanteste Signatur des TST in flacheren Bereichen, was nach TUCKER et al. (1993) auf einen relativen Meeresspiegelanstieg, der die Karbonatakkumulation nur gering übersteigt, zurückgeführt werden kann.

Maximum Flooding Surface (mfs): Die Maximum Flooding Surface stellt die maximale Vertiefung des Beckens dar. In flachermarinen Karbonaten ist von entscheidender Bedeutung, ob sich ein Catch-up oder ein Keep-up System (SARG, 1988) entwickelt. Im Catch-up System bildet sich die Maximum

Entstehung einer Sequence Boundary



Entstehung einer Cycle Boundary



Lagunenfazies	Mid Ramp	LST = Lowstand Systems Tract	SB = Sequence Boundary
Inner Ramp Sand Shoals	Outer Ramp	HST = Highstand Systems Tract	CB = Cycle Boundary
		TST = Transgressive Systems Tract	mf = Marine Flooding Surface
			mfs = Maximum-Flooding Surface

Abb. 35: Sequenzstratigraphisches Modell für die Karbonatrampe von Organyà. Die Sequenzgrenzen 3. Ordnung sind häufig von einem Absinken des Meeresspiegels unter den Point of Offlap Break charakterisiert (Typ 1 Sequenzgrenze *sensu* VAIL et al., 1991). Die Zyklus-Grenzen (Sequenzgrenze 4. Ordnung) zeigen nur selten ein Absinken des Meeresspiegels unter den Point of Offlap Break. Sie sind jedoch ebenfalls von einer deutlichen Progradation der Fazies gekennzeichnet.

Flooding Surface als maximale Vertiefung und Retrogradation ab. Im Keep up System dagegen stellt sie das Ende der maximalen Akkumulation dar. Im Organyà Becken ist ein Catch-up System ausgebildet. Die Maximum Flooding Surface ist vom Ende der Retrogradation gekennzeichnet und wird stets - auch in flacher marinen Bereichen - durch das Erreichen der größten bathymetrischen Wassertiefen mit dem geringsten Eintrag aus flacheren Arealen charakterisiert. Sie kann in den Sedimenten von Organyà nur in einigen Zyklen 3. und 4. Ordnung eindeutig bestimmt werden.

HST: Während des HST entstehen in der frühen Phase aggradierende und in einer späten Phase progradierende Sedimentationsmuster (VAIL et al., 1991). Die Fazieszonen der Karbonatrampe von Organyà zeigen häufig deutliche Progradation im späten HST, der durch einen Meeresspiegelstillstandsphase charakterisiert ist.

13. STATISTISCHE ANALYSEN

Da die Faziesanalyse speziell in der basalen Kalk-Einheit (unterer Teil der oberen Font Bordonera Formation, Abb. 15) im Hinblick auf die Unterscheidung zwischen Zyklen 4. und 5. Ordnung keine ausreichende Auflösung ergab, wurden in diesem Abschnitt zusätzlich statistische Analysen durchgeführt. Diese Analysen lieferten einen wesentlichen Beitrag zur Interpretation der Zyklen.

Eine Reihe von Arbeiten beschäftigt sich mit der Anwendung von statistischer Analytik in mesozoischen Gesteinen. Dabei steht zum einen die Erfassung aller fazieskritischen Elemente und die Beschreibung des Systems über statistische Parameter im Vordergrund (REIJMERS & Everaas, 1991), zum anderen die Analyse der Zyklicitäten (SCHWARZACHER & HAAS, 1986, REIJMERS et al., 1994, GRÖTSCH, 1994).

Statistischen Analysen wurden im unteren Abschnitt von Profil Cabó (untere basale Kalk-Einheit, FB5, Profilmeter 0 bis 75) durchgeführt. Dieses Profil wurde ausgewählt, da es eine mittlere Tiefe repräsentiert, in der sich relative Meeresspiegelschwankungen gut abbilden, wo es jedoch noch nicht zu Schichtlücken während Auftauchperioden gekommen ist. Grundlage für die statistischen Berechnungen sind die Ergebnisse der quantitativen Faziesanalyse im unteren Abschnitt von Profil Cabó (Kap. 2.3.2.). In jeder Probe wurden 300 Punkte ausgezählt, die verschiedenen Point-Count-Gruppen zugeordnet wurden. Da eine minimale Mächtigkeit der Zyklen 5. Ordnung von 5 m erwartet wurde, wurde der Probenabstand möglichst auf < 0,5 m reduziert.

13.1. Point-Count-Gruppen / Variablen

Die Faziesensensibilität der verschiedenen Komponenten wurde bereits in Kap. 4.1 und Kap. 4.2. diskutiert. Entsprechend dieser Ergebnisse wurden 15 Point-Count-Gruppen (Variablen) zusammengestellt, die die verschiedenen Faziesveränderungen widerspiegeln. Außer der Art der Komponenten (Komponenten-Gruppen) geht die Größe der Komponenten (Korngrößen-Gruppen) und die Art der umgebenden Sedimente (Grundmassen-Gruppen) in die Betrachtung mit ein. Auf die Dunham-Klassifikation wurde verzichtet, da nahezu alle Proben aus Packstones bestehen und sich der Auswaschungsgrad der Sedimente in der Art der Grundmasse abbildet. Die verschiedenen statistischen Daten zu den Gruppen sind in Tab. 8 zusammengestellt. Die Abb. 36 und 37 zeigen die Variation der einzelnen Point-Count-Gruppen im bearbeiteten Profilabschnitt.

Inner Ramp Komponenten: Unter Komponenten der Inner Ramp wurden Komponenten zusammengefaßt, die eine eindeutige Faziesbindung an die Inner Ramp zeigen (Kap. 4.1.). Diese Zuordnung konnte für Fragmente von Gerüstbildnern, Algen, Orbitolinen, grobaggutinierende großwüchsige Foraminiferen (GGF), Serpeln, Bryozoen und Rindenkörner getroffen werden. Diese Gruppe ist mit 0 bis 31 Punkten (10,3 %) vertreten und schwankt stark über den bearbeiteten Profilabschnitt, wobei punktartige Anstiege die Kurven kennzeichnen.

Echinodermen: Echinodermen sind charakteristisch für distale Inner und Mid Ramp Bereiche. Ihre Häufigkeit liegt im Bereich von 2 bis 44 Punkten (0,7 - 14,7 %, Tab. 8). Im Profil sind zwei Maxima bei 23 bis 34 m und 65 bis 70 m zu erkennen (Abb. 36).

Schill: In die Point-Count-Gruppe Schill fallen alle Komponenten, die anhand von Internstrukturen oder der äußeren Form als Schalenfragment identifiziert werden konnten. Diese Gruppe kann als typisch im Bereich Inner Ramp bis proximale Mid Ramp gewertet werden. Die Werte reichen von 0 bis 27 Punkten (9 %). Im Profil sind mehrere starke Schwankungen zu beobachten.

Foraminiferen: Zwischen verschiedenen Foraminiferengattungen wurde nicht unterschieden. Gut bestimmbare Gruppen wurden separat ausgezählt (Cuneolinen, Milioliden, Orbitolinen, GGF), da ihre Häufigkeit jedoch in der Regel im Bereich von 3 bis 5 Punkten (1-1,7 %) bleibt, wurde auf eine

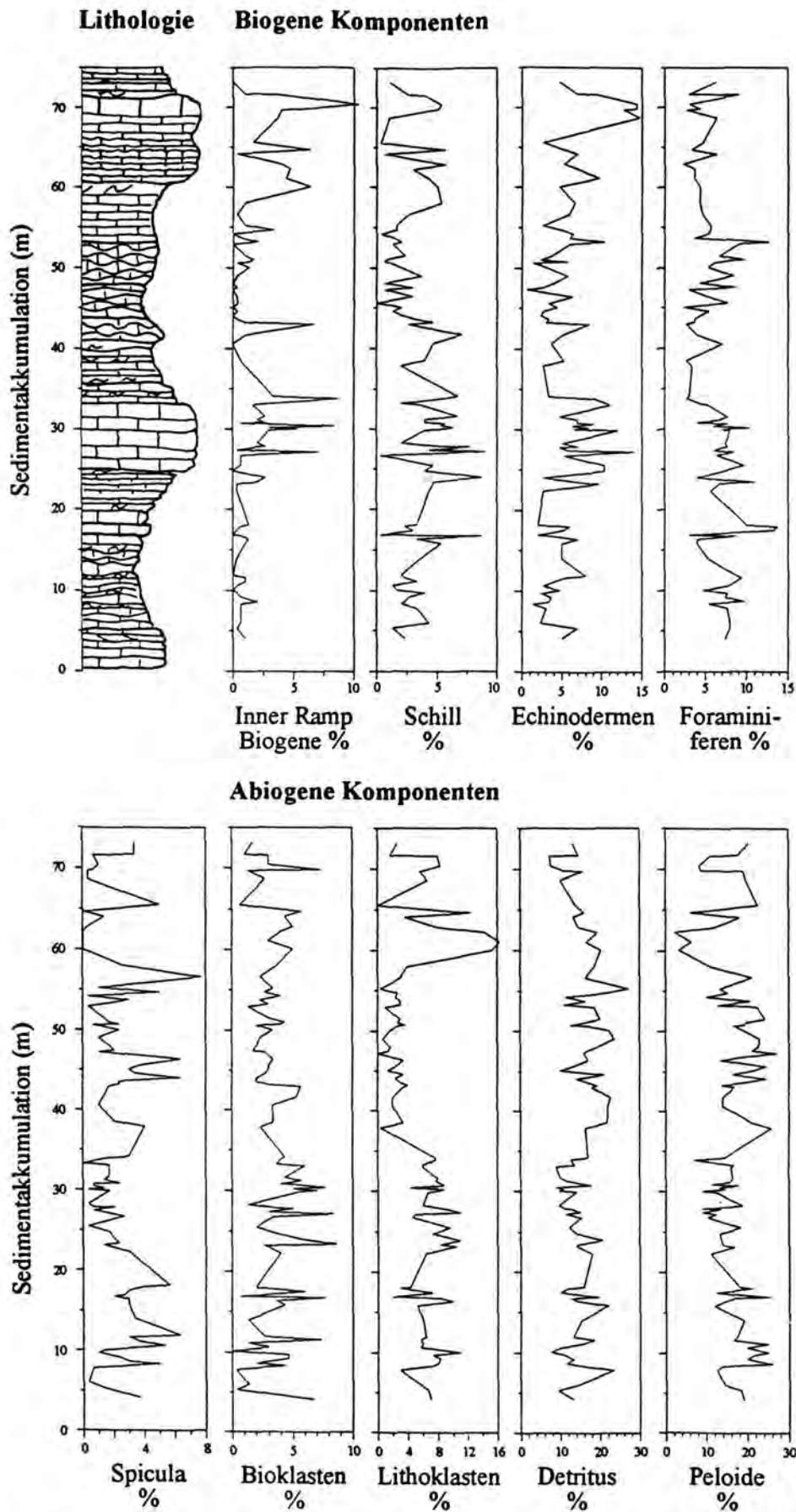


Abb. 36: Verteilungskurven der verschiedenen Point-Count-Gruppen im unteren Teil des Profil Cabó (0 bis 75 m, Abb. 21, Anhang II.II.; obere Font Bordonera Formation, basale Kalk-Einheit, FB5). Erläuterung siehe Text, zur Faziesibilität der Komponenten vergl. Kap. 4.1. und 4.2.

getrennte Auswertung verzichtet. Die Orbitolinen und GGF wurden der Gruppe Inner Ramp Komponenten angegliedert. Foraminiferen sind zum einen für Mid Ramp bis Outer Ramp Bereiche charakteristisch und zum anderen in Lagunensedimenten häufig, die jedoch im bearbeiteten Profilabschnitt weitgehend fehlen. Minimal wurden 7 (2,3 %), maximal 41 (13,7 %) Foraminiferen gezählt (Tab. 8). Hohe Werte bei 20 und 50 m können mit Faziestypen der Mid und Outer Ramp korreliert werden (Abb. 42, Profilabschnitte C4, C7 und C8, Anhang II.II.).

Spicula: Die Spicula repräsentieren in diesem Fall tiefermarine Bereiche, da die Proben ausschließlich aus dem Apt stammen und kaum Lagunensedimente enthalten, in denen Spicula ebenfalls häufig auftreten können (Kap. 4.1.). Spicula sind mit 0 bis 23 Punkten (7,7 %) die seltenste Komponenten-Gruppe. In Abb. 36 ist ein eindeutig gegenläufiges Signal zu den Inner Ramp Komponenten zu erkennen.

Bioklasten: Als Bioklasten wurden alle Komponenten gezählt, die eine biogene Struktur aufweisen, jedoch keiner der anderen Point-Count-Gruppen zugeordnet werden können. So gehören z.B. auch Ostrakoden in diese Gruppe. Die Werte schwanken zwischen 0 und 26 Punkten (8,7 %), zeigen jedoch eine relativ gleichmäßige Verteilung (Abb. 36).

Lithoklasten: Lithoklasten können als Signal für höherenergetische Bereich gewertet werden und erreichen ihre größte Häufigkeit in den Inner Ramp Shoals (Kap. 4.2.). Sie zeigen starke Schwankun-

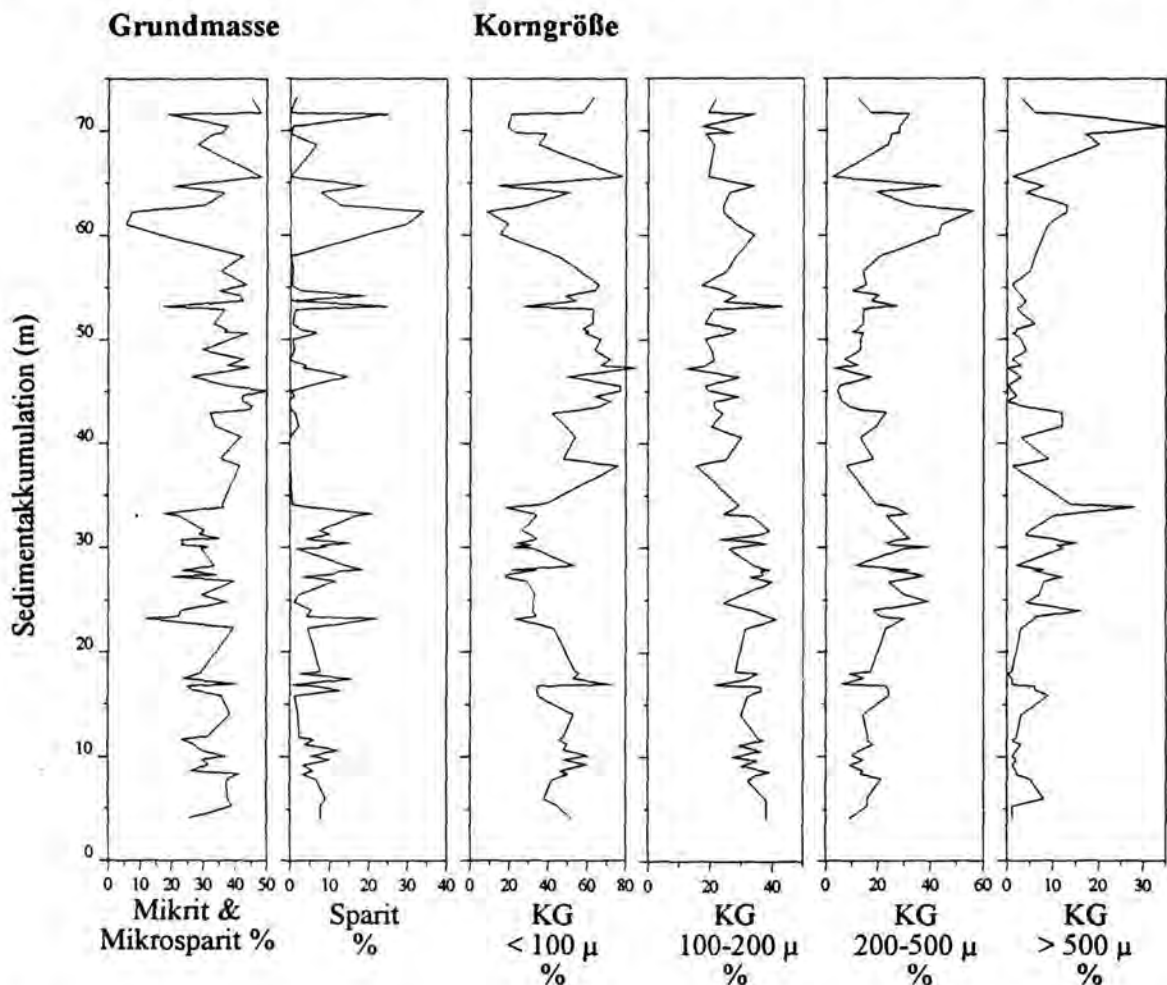


Abb. 37: Ergebnisse der Point-Count-Verfahrens für die Gruppen, die sich auf Grundmasse oder Korngröße beziehen, im unteren Teil des Profil Cabó (0 bis 75 m, Abb. 21; obere Font Bordonera Formation, basale Kalk-Einheit, FB5). Erläuterung siehe Text, zur Faziesibilität der Grundmassen-Gruppen vergl. Kap. 4.4.

gen im Profil mit einem deutlichen Maximum bei 60 m (C9, Sand Shoal Fazies, Anhang II.II.) und einem weniger gut ausgeprägten Maximum bei 25 bis 30 m.

Detritus: In diese Gruppe fallen alle strukturlosen, sparitischen Komponenten, die keiner anderen Gruppe angehören. Sie können keinem Faziesbereich eindeutig zugeordnet werden und zeigen eine relativ gleichmäßige Verteilung im Profil (Abb. 36). Diese Gruppe ist mit minimal 22 (7,3 %) und maximal 81 (27%) Punkten immer in relativ großer Häufigkeit vertreten.

Peloide: Alle Arten an Peloiden wurden hier zusammengefaßt. Da jedoch die Pseudopeloide in den Profilen die häufigste Variation darstellen, ist insgesamt von einer Zunahme in Mid Ramp Bereichen auszugehen (Kap. 4.2.). Peloide sind bei etwas größerer Variation jedoch in den gleichen Häufigkeiten wie Detritus vorhanden (Tab. 8).

Mikrit und Mikrospartit: Diese Gruppe repräsentiert den Anteil der Grundmasse, der auf Kalkschlammeintrag zurückzuführen ist (Kap. 4.4.1. und 4.1.2.). Die Komponenten-Gruppe ist folglich in allen Faziesbereichen mit niedriger Strömung häufig (Backshoal-Bereiche, Mid und Outer Ramp Fazieszonen). Der Mikritanteil in den Proben reicht von 16 bis 149 Punkten (5 bis 49,7 %) (Tab. 8). Im Profil zeigt die Gruppe starke Schwankungen (hohe Varianz) und ein deutliches Minimum bei 61 m (C9, Sand Shoal Fazies, Anhang II.II.).

Sparit: Diese Gruppe repräsentiert den Auswaschungsgrad der Gesteine und kann somit als Fazieskriterium für höherenergetische Bereiche gewertet werden. Die Werte liegen im Bereich von 0 bis 102 Punkten (34 %) und sind in Verbindung mit Sand Shoal-Sedimenten (Profilabschnitt C9, Anhang II.II.) am höchsten. Starke Schwankungen charakterisieren die Verteilung im Profil (Abb. 37).

Korngröße: Die Korngröße wurde in vier Gruppen bestimmt. Die gezählten Punkte wurden auf % aller Komponenten umgerechnet, um von der Gesamtmenge der Komponenten unabhängige Daten zu erhalten. Die Korngröße $< 100 \mu\text{m}$ (KG < 100) repräsentiert die für Outer Ramp Bereiche typischen, feinkörnigen Komponenten (kleinwüchsige Foraminiferen, Peloide, feinkörniger Detritus, Spicula im Querschnitt). Die Korngrößen-Gruppe 100 - 200 μm (KG 100 - 200) ist für den Bereich der Mid Ramp typisch. Kleinforaminiferen, Detritus und Bioklasten weisen häufig eine Korngröße in diesem Bereich auf. Die Korngröße 200 - 500 μm (KG 200 - 500) ist in der Inner bis Mid Ramp häufig. Gut sortierte Sand Shoal Komponenten liegen ebenso in diesem Bereich wie größere Foraminiferen. Die Korngrößen-Gruppe $> 500 \mu\text{m}$ (KG > 500) wird im wesentlichen von größeren Echinodermenfragmenten, den Inner Ramp-Komponenten und Schill gebildet, große Korngrößen können demnach mit einer flacher marinen Fazies assoziiert werden. Am häufigsten treten die kleinsten Korngrößen auf und die größte Variation zeigt die Gruppe KG $> 500 \mu\text{m}$. Kleine Korngrößen sind im Bereich 5 bis 24 m am häufigsten (Mid und Outer Ramp, Profilabschnitte C2 bis C4, Abb. 42, Anhang II.II.). Große Korngrößen haben ihr Maximum im Bereich der distalen Inner Ramp 65 bis 70 m (Abb. 37).

Da die Korngrößen-Gruppen aufgrund ihrer engen Verknüpfung mit der Art der Komponenten im Prinzip keine unabhängige Variable darstellen, werden sie nur begrenzt in den statistischen Auswertungen berücksichtigt.

13.2. Statistische Verfahren

Beschreibende Statistik

Für jede Variable wurden die Spannweite (Minimal- und Maximalwert), die Mittelwerte (arithmetisches Mittel), der Median (geometrisches Mittel), Parameter für die Verteilung der Daten (Varianz, Standardabweichung und Variationskoeffizient, Skewness und Kurtosis) sowie ein Wahrscheinlichkeitsdiagramm ("Normalverteilungsplot") berechnet. Die Variation einer Variable entlang des Profils findet in der Standardabweichung und im Variationskoeffizienten Ausdruck, wobei die Standardabweichung die absolute Variation angibt und der Variationskoeffizient die relative Variation beschreibt (= Standardabweichung in Relation zum arith. Mittelwert, SCHÖNWIESE, 1985). Die graphische Darstellung der verschiedenen Variablen gegen die Sedimentakkumulation zeigt die Variation der einzelnen Proben (Abb. 36 und 37). Weiterhin wurde der Spearmans Rangkorrelationskoeffizient berechnet, der eine Beziehung zwischen verschiedenen Variablen angibt (DAVIES, 1986). Zur Methode der verschiedenen statistischen Verfahren siehe SCHÖNWIESE (1985), SCHUCHARD-FICHER et al. (1982) und DAVIES (1986).

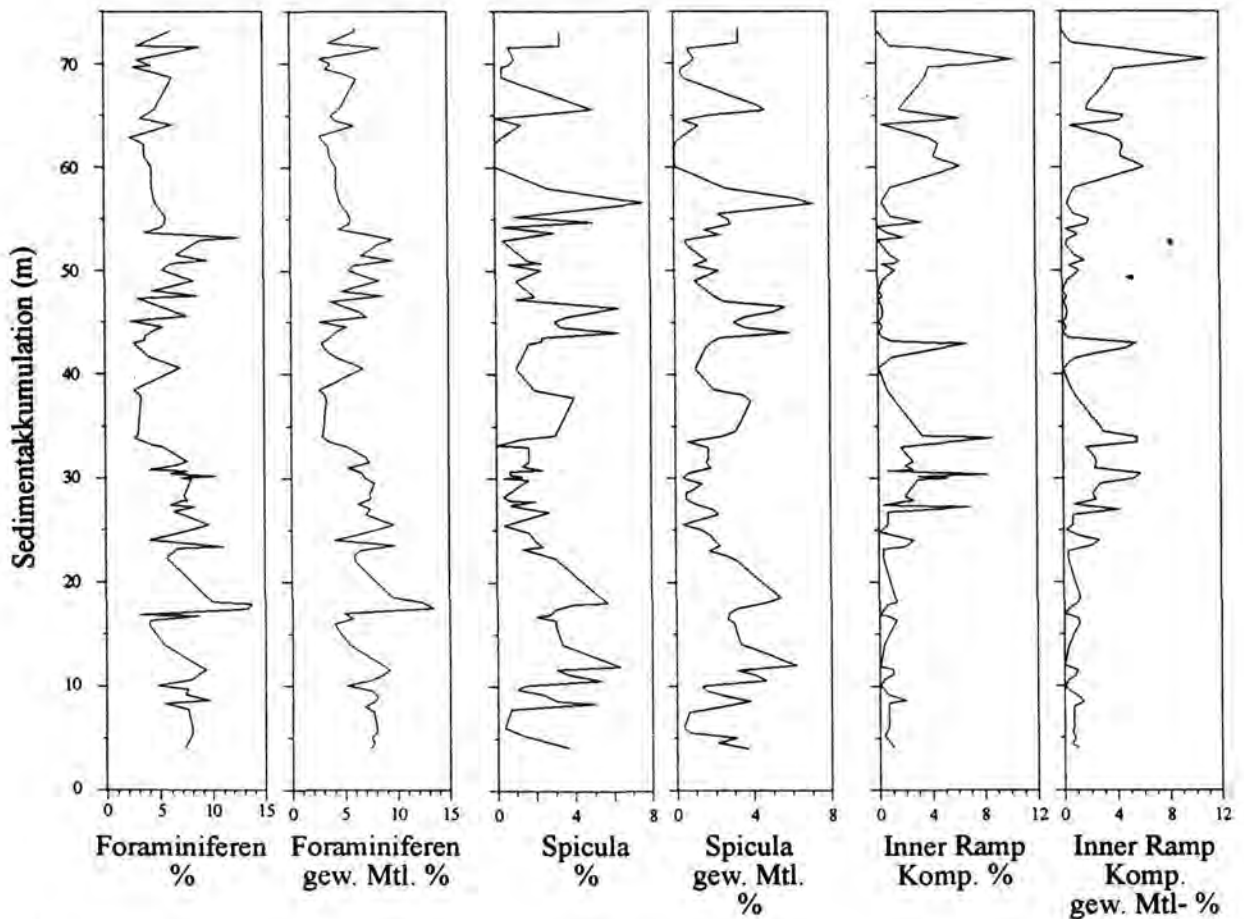


Abb. 38: Verteilungskurven für die Point-Count-Gruppen Foraminifera, Spicula und Inner Ramp Komponenten im unteren Teil des Profil Cabó (0 bis 75 m, Abb. 21). Vergleich der gezählten Originaldaten und der auf Basis des gewichteten Mittelwertes berechneten äquidistanten Daten. Der Unterschied ist gering und der Trend bleibt identisch.

Da die Spektralanalyse (s.u.) einen äquidistanten Probenabstand für die Berechnung benötigt (DAVIES, 1986), wurden die Point-Count-Werte für alle Proben über einen gewichteten Mittelwert in Abstände von 0,5 m umgerechnet. Das setzt eine kontinuierliche Ab- und Zunahme der Komponenten (Variablen) voraus, die in der Natur sicher nicht gegeben ist, jedoch für die Spektralanalyse prinzipiell vorausgesetzt wird (DAVIES, 1986). Im Prinzip entspricht die Berechnung gewichteter Mittelwerte der einfachen Glättung einer Kurve nach dem Verfahren des gleitenden Mittelwerts (Moving-Average) (DAVIES, 1986). Im Unterschied dazu wurden jedoch die unterschiedlichen Abstände der gewünschten Punkte zu den Ausgangswerten berücksichtigt. Die Variation der Variablen wird durch diese Methode nur gering verändert, wie die Graphen in Abb. 38 zeigen.

Faktoranalyse (Hauptkomponentenanalyse)

Die Verteilung der einzelnen Variablen (Point-Count-Gruppen) auf der Karbonatrampe wird im wesentlichen von zwei Parametern gesteuert. Zum einen spielt die absolute Wassertiefe eine entscheidende Rolle. Diese wiederum steht in Zusammenhang mit Schwankungen des relativen Meeresspiegels (Kap. 14.). Zum anderen beeinflusst die sich ausbildende Faziesverteilung auf der Karbonatrampe die Häufigkeit der verschiedenen Point-Count-Gruppen. So hat z.B. das Auftreten von Sand Shoals einen entscheidenden Einfluß auf die Verbreitung der verschiedenen Komponenten (Kap. 5.3.1.). Dieser Parameter ist außer von der absoluten Wassertiefe von der lokalen Morphologie, bzw. dem Strömungssystem abhängig. Die Anzahl der Variablen soll nun auf wenige Faktoren reduziert werden, um so die von der lokalen Situation ausgelösten Variationen in der Häufigkeit der Point-Count-Gruppen in den Hintergrund zu stellen.

Die Hauptkomponentenanalyse ermöglicht die Reduktion einer großen Zahl von Variablen auf eine kleinere Anzahl von unabhängigen Faktoren, die eine möglichst große Menge der Gesamtvarianz des Datensatzes repräsentieren sollen (DAVIES, 1986). Die Höhe, in der eine Variable am Aufbau eines Faktors beteiligt ist, wird in ihrer Verteilung auf die Faktorachsen ausgedrückt (Faktorladungen). Die Eigenwerte eines Faktors geben den Betrag der durch den jeweiligen Faktor erklärten Varianz aller Beobachtungswerte an. Den Anteil der Varianz aller Beobachtungswerte, die ein einzelner Faktor beschreibt, wird zusätzlich in Prozent der erklärten Gesamtvarianz angegeben. Für die Interpretation wurden nur Faktoren mit Eigenwerten > 1 (SCHUCHARD-FICHER et al., 1982: 238) und Faktoren, die mehr als 5 % der Gesamtvarianz beschreiben, berücksichtigt. Die Faktorwerte geben die Beteiligung eines einzelnen Faktors an jedem Probenpunkt wieder. Veränderungen der Faktorwerte, innerhalb des Profils repräsentieren die Variationen in der Zusammensetzung der einzelnen Probenpunkte.

Die Hauptkomponentenanalyse wurde standardmäßig auf Basis der Korrelationsmatrix durchgeführt. Bei Verwendung der standardisierten Korrelationsmatrix werden Unterschiede in der absoluten Menge der Variablen bei der Berechnung nicht berücksichtigt (SCHÖNWIESE, 1985). Die Variablen werden über Mittelwert und Standardabweichung normiert. Zusätzlich wurde eine Hauptkomponentenanalyse auf Basis der Kovarianz durchgeführt. Hierbei gehen die Unterschiede in der absoluten Häufigkeit der Variablen in die Analyse mit ein (DAVIES, 1986). Die Korngrößen wurden in diesem Fall nicht in die Berechnung einbezogen.

Spektralanalyse

Für die Durchführung der Spektralanalyse wurde die Analysieries Software (D.Pailard, CFR/LMCE) verwendet. Autokovarianzanalyse nach dem Blackman-Tukey-Verfahren (BLACKMAN & TUKEY, 1958, JENKINS & WATTS, 1968) wurde für die Faktoren 1 und 2 der Hauptkomponentenanalyse durchgeführt. Hierbei dient die Sedimentakkumulation als Zeitskala (vergl. auch REIJMERS et al., 1994). Mit Hilfe der Spektralanalyse wird die Abhängigkeit verschiedener Faktoren (als Beschreibung des Faziesraums) von der Variation der Erdparameter getestet. Es sollen die Verhältnisse der Zyklen untereinander

bestimmt werden, um so trotz nur begrenzt möglicher Datierung eine Aussage über die Zusammenhänge mit den astronomischen Variationen (Kap. 11.) treffen zu können.

13.3. Ergebnisse der Statistischen Analysen

13.3.1. Statistische Zusammensetzung

Die Variation und Häufigkeit der einzelnen Variablen (Point-Count-Gruppen) wurde bereits in Kap. 13.2. diskutiert.

Die Differenz zwischen Mittelwert und Median in allen Point-Count-Gruppen zeigt die asymmetrische Verteilung der Komponenten. Jedoch liegen beide mit Ausnahme der Point-Count-Gruppen 1, 11 und 15 relativ dicht zusammen (Tab. 8). Auch die Werte für Skewness und Kurtosis sind in diesen Point-Count-Gruppen etwas höher. Die Wahrscheinlichkeitsdiagramme zeigen, daß alle Point-Count-Gruppen nahezu normalverteilt sind, was sich auch in den insgesamt geringen Werte für Skewness und Kurtosis widerspiegelt. Die Werten für die Verteilung der Point-Count-Gruppen (Varianz, Standardabweichung und Variationskoeffizient) zeigen starke Variationen, wobei Anstiege der Varianz und der Standardabweichung abhängig von der absoluten Häufigkeit der Point-Count-Gruppen sind. Der Variationskoeffizient repräsentiert die Veränderung der Zusammensetzung einer Variable über das

Tab. 8: Die Tabelle zeigt eine Zusammenstellung der statistischen Basisdaten für die verschiedenen Point-Count-Gruppen, ermittelt aus 88 Dünnschliffen und 300 Punkten je Schliff, im unteren Teil des Profils Cabó (0 bis 75 m, Abb. 21). Die Daten für die Reichweite und die Mittelwerte der Gruppen 1 bis 9 sind in Punkten (Anzahl der gezählten Punkte) angegeben, die für die Korngrößen sind in %. Alle anderen Daten sind dimensionslos, + = annähernd normalverteilt, (+) = nur bedingt normalverteilt, P.-C.-Gruppe = Point-Count-Gruppe.

	Inner Ramp Komp. (P.-C.- Gruppe 1)	Echino- dermen (P.-C.- Gruppe 2)	Schill (P.-C.- Gruppe 3)	Foramini- feren (P.-C.- Gruppe 4)	Spicula (P.-C.- Gruppe 5)	Lithoklasten (P.-C.- Gruppe 6)	Bioklasten (P.-C.- Gruppe 7)	Detritus (P.-C.- Gruppe 8)
Minimalwert	0	2	0	7	0	0	0	22
Maximalwert	31	44	27	41	23	49	26	81
Mittelwert	5,53	17,56	10,16	18,64	6,38	16,92	10,72	45,30
Median	3	16	10	18	5	17,00	10	44
Varianz	44,32	92,55	38,57	58,95	25,25	109,29	32,57	158,123
Std.Abw.	6,66	9,62	6,21	7,68	5,03	10,45	5,70	12,57
Standard Fehler	0,71	1,03	0,66	0,82	0,54	1,11	0,61	1,34
Variationskoeff.	1,20	0,55	0,61	0,41	0,79	0,62	0,53	0,28
Skewness	1,79	0,95	0,56	0,62	1,09	0,65	0,59	0,38
Kurtosis	2,84	0,48	-0,09	0,12	0,92	0,31	0,01	0,33
Normalverteilung	(+)	+	+	+	(+)	+	+	+

	Peloide (P.-C.- Gruppe 9)	Mikrit und Mikrospart (P.-C.- Gruppe 10)	Spart (P.-C.- Gruppe 11)	KG < 100 µm (P.-C.- Gruppe 12)	KG 100-200 µm (P.-C.- Gruppe 13)	KG 200-500 µm (P.-C.- Gruppe 14)	KG >500 µm (P.-C.- Gruppe 15)
Minimalwert	7	16	0	8	12	2	0
Maximalwert	81	149	102	85	43	56	35
Mittelwert	48,74	97,40	20,29	45,19	28,42	19,97	6,43
Median	49,5	101,50	12,5	47	28	18	4
Varianz	259,48	753,50	505,91	316,16	51,63	111,29	39,5
Std.Abw.	16,10	27,45	22,49	17,78	7,19	10,55	6,28
Standard Fehler	1,71	2,93	2,39	1,89	0,77	1,13	0,69
Variationskoeff.	0,33	0,28	1,11	0,39	0,25	0,53	0,98
Skewness	0,18	-0,59	1,47	0,06	-0,06	0,78	1,88
Kurtosis	0,34	0,152	1,79	-0,84	-0,94	0,58	4,8
Normalverteilung	+	+	(+)	+	+	+	(+)

Profil wesentlich besser, da er unabhängig von der Gesamtmenge ist. Danach kann folgende Reihenfolge der Variablen in Bezug auf ihre Variation aufgestellt werden: Inner Ramp Komponenten, Sparit, KG > 500 μ m, Spicula, Lithoklasten, Schill, Echinodermen, Bioklasten, KG 200-500 μ m, Foraminiferen, KG < 100 μ m, Pelloide, Detritus und Mikrit/Mikrosparit. Diese Reihenfolge kann als Reihenfolge der Faziesensibilität der einzelnen Point-Count-Gruppen interpretiert werden. Es zeigt sich, daß Gruppen, die stark an einen bestimmten Faziesraum gebunden sind, hohe Variationskoeffizienten aufweisen (z.B. Inner Ramp Komp.), während Gruppen, die nur schwer bestimmten Bereichen der Rampe zugeordnet werden können (z.B. Mikrit/Mikrosparit oder Detritus), nur geringe Variationskoeffizienten haben.

Betrachtet man die Darstellung der verschiedenen Variablen gegen die Sedimentakkumulation

Tab. 9: Spearmans Rangkorrelationskoeffizienten, für die Daten des Point-Counting der Proben aus dem unteren Teil des Profils Cabó (0 bis 75 m, Abb. 21). Teil A zeigt die aus den Originaldaten berechneten Koeffizienten, Teil B die aus dem über gewichtete Mittelwerte auf äquidistante Abstände umgerechneten Daten. Die Unterschiede liegen immer unter 5 %.

	Inner Ramp K.	Schill	Echinodermen	Foraminiferen	Spicula	Lithoklasten	Bioklasten	Detritus	Pelloide	Mikrit	Sparit	KG < 100 μ	KG 100-200 μ	KG 200-500 μ	KG > 500 μ
Inner Ramp K.	1,00														A
Schill	0,48	1,00													
Echinodermen	0,40	0,28	1,00												
Foraminiferen	-0,14	-0,04	0,03	1,00											
Spicula	-0,33	-0,29	-0,35	0,03	1,00										
Lithoklasten	0,42	0,57	0,37	0,09	-0,30	1,00									
Bioklasten	0,46	0,49	0,25	0,03	-0,15	0,40	1,00								
Detritus	-0,15	-0,02	-0,37	-0,31	0,10	-0,35	-0,12	1,00							
Pelloide	-0,50	-0,55	-0,40	0,11	0,38	-0,49	-0,53	0,03	1,00						
Mikrit	-0,51	-0,46	-0,47	-0,36	0,29	-0,65	-0,49	0,26	0,32	1,00					
Sparit	0,26	0,13	0,22	0,31	-0,38	0,56	0,31	-0,41	-0,43	-0,67	1,00				
KG < 100 μ	-0,62	-0,67	-0,62	-0,04	0,51	-0,77	-0,51	0,30	0,76	0,67	-0,57	1,00			
KG 100-200 μ	0,12	0,31	0,12	0,49	-0,01	0,57	0,32	-0,36	-0,34	-0,54	0,61	-0,54	1,00		
KG 200-500 μ	0,58	0,64	0,66	-0,02	-0,55	0,66	0,45	-0,16	-0,74	-0,59	0,47	-0,93	0,31	1,00	
KG > 500 μ	0,66	0,67	0,58	-0,28	-0,49	0,47	0,40	-0,03	-0,59	-0,40	0,16	-0,75	0,06	0,77	1,00

	Inner Ramp K.	Schill	Echinodermen	Foraminiferen	Spicula	Lithoklasten	Bioklasten	Detritus	Pelloide	Mikrit	Sparit	KG < 100 μ	KG 100-200 μ	KG 200-500 μ	KG > 500 μ
Inner Ramp K.	1,00														B
Schill	0,38	1,00													
Echinodermen	0,38	0,14	1,00												
Foraminiferen	-0,30	-0,21	-0,08	1,00											
Spicula	-0,37	-0,28	-0,39	0,02	1,00										
Lithoklasten	0,43	0,51	0,39	0,06	-0,34	1,00									
Bioklasten	0,45	0,55	0,21	-0,19	-0,18	0,41	1,00								
Detritus	-0,17	0,17	-0,41	-0,26	0,01	-0,37	0,05	1,00							
Pelloide	-0,44	-0,63	-0,28	0,11	0,39	-0,57	-0,51	-0,11	1,00						
Mikrit	-0,46	-0,35	-0,44	-0,25	0,36	-0,71	-0,49	0,24	0,36	1,00					
Sparit	0,31	0,10	0,25	0,28	-0,38	0,61	0,27	-0,37	-0,50	-0,70	1,00				
KG < 100 μ	-0,59	-0,66	-0,54	0,03	0,54	-0,82	-0,48	0,20	0,78	0,66	-0,59	1,00			
KG 100-200 μ	0,01	0,36	0,05	0,46	-0,06	0,62	0,29	-0,20	-0,44	-0,49	0,56	-0,55	1,00		
KG 200-500 μ	0,56	0,64	0,55	-0,08	-0,53	0,69	0,47	-0,07	-0,79	-0,59	0,53	-0,93	0,37	1,00	
KG > 500 μ	0,68	0,56	0,58	-0,40	-0,56	0,40	0,33	-0,06	-0,49	-0,31	0,14	-0,70	-0,02	0,68	1,00

(Abb. 36 und 37), sind einige Gemeinsamkeiten in allen Gruppen zu beobachten. So zeigen alle Gruppen eine deutliche Veränderung im Bereich 34,90 m und bei 64 m. Diese Signale können mit einer Transgressive Surface 4. Ordnung interpretiert werden (Kap. 13.3.3.). Weitere Schwankungen bilden sich immer nur in wenigen Gruppen ab, so daß kein eindeutiges Signal zu erkennen ist.

Weiterhin kann eine gleichzeitige Variation einiger Gruppen beobachtet werden (z.B. Echinodermen, Inner Ramp. Komp. Lithoklasten und Detritus) und gegenläufige Reaktionen anderer Gruppen (z.B. Inner Ramp Komp. und Spicula).

13.3.2. Korrelation

In Tab. 9 sind die Korrelationskoeffizienten der Originaldaten und der berechneten äquidistanten Daten abgebildet. Die Unterschiede liegen immer unter 5 %, so daß der Trend grundsätzlich erhalten bleibt. In der Interpretation werden nur Korrelationskoeffizienten verwendet deren Betrag bei mindestens 0,6 liegt. Der Korrelation zeigt den mathematischen Zusammenhang zwischen verschiedenen Variablen (SCHÖNWIESE, 1985). Er dient als Basis für Interpretation möglicher genetischer Zusammenhänge zwischen den verschiedenen Point-Count-Gruppen.

Positive Korrelationskoeffizienten ($\geq 0,6$) zeigen die Variablen der Inner Ramp-Komponenten mit KG > 500 μ m, Schill mit KG 200-500 μ m und KG > 500 μ , Echinodermen mit großen Korngrößen (KG > 500 μ m und KG 200-500 μ m), Lithoklasten mit Schill, Sparit und der Korngrößen-Gruppen KG 200-500 μ m sowie Pelloide, Spicula und Mikrit mit kleinen Korngrößen-Gruppen (KG < 100 μ m). In allen Fällen ist der ursächliche Zusammenhang relativ einfach zu erkennen. So treten alle genann-

Tab. 10: Ergebnisse der Hauptkomponentenanalyse auf Basis der Korrelationsmatrix, Datenbasis: Ergebnisse des Point-Counting, Proben aus dem unteren Teil des Profils Cabó (0 bis 75 m, Abb. 21). Teil A zeigt die Ergebnisse die mit dem Originaldatensatz berechnet wurden, Teil B zeigt die Ergebnisse auf Basis des auf gleiche Probenabstände umgerechneten (gewichtetes Mittel) Datensatzes. Dargestellt sind die Ladungen der Komponenten-Gruppen in den Faktoren 1 bis 5, die Eigenwerte und die Prozent der von den Faktoren erklärten Gesamtvarianz. Die Unterschiede zwischen den beiden Datensätzen sind gering.

	Faktor 1	Faktor 2	Faktor 3	Faktor 4	Faktor 5	Summe		Faktor 1	Faktor 2	Faktor 3	Faktor 4	Faktor 5	Summe
Inner Ramp K.	0,70	0,44	-0,20	0,11	-0,10	A		0,73	0,50	0,08	0,05	-0,13	B
Schill	0,65	0,15	0,28	0,48	0,06			0,60	0,01	-0,55	0,42	0,12	
Echinodermen	0,62	0,22	-0,57	-0,01	0,14			0,56	0,42	0,54	0,11	0,12	
Foraminiferen	0,04	-0,76	-0,22	0,23	0,42			-0,11	-0,68	0,41	0,15	0,42	
Spicula	-0,52	-0,21	0,01	0,37	-0,59			-0,58	-0,19	-0,03	0,31	-0,61	
Lithoklasten	0,79	-0,21	0,15	-0,13	-0,25			0,85	-0,26	0,04	-0,08	-0,19	
Bioklasten	0,56	-0,03	0,15	0,57	0,14			0,53	-0,08	-0,31	0,44	-0,12	
Detritus	-0,31	0,33	0,75	-0,07	0,26			-0,24	0,03	-0,82	-0,33	0,21	
Pelloide	-0,79	-0,14	-0,31	0,05	0,11			-0,83	0,07	0,30	0,08	0,01	
Mikrit	-0,76	0,40	-0,06	0,09	-0,10			-0,79	0,33	-0,08	0,21	0,13	
Sparit	0,63	-0,42	0,07	-0,52	-0,10		0,73	-0,35	0,16	-0,45	-0,21		
KG < 100 μ	-0,97	0,02	-0,03	0,00	0,05		-0,97	0,06	0,00	-0,09	-0,08		
KG 100-200μ	0,48	-0,71	0,10	0,21	-0,14		0,41	-0,75	0,01	0,33	0,08		
KG 200-500 μ	0,90	0,08	0,12	-0,20	0,04		0,92	-0,01	-0,08	-0,19	0,01		
KG > 500 μ	0,68	0,60	-0,23	0,11	-0,04		0,64	0,66	0,12	0,19	0,11		
Eigenwerte	6,64	2,27	1,28	1,17	0,77	12,13		6,83	2,25	1,67	1,06	0,77	12,58
% der Gesamtvarianz	44,27	15,16	8,54	7,78	5,15	80,90		45,54	15,02	11,12	7,06	5,14	83,88

ten Point-Count-Gruppen bevorzugt in den gut korrelierten Korngrößen auf, oder es sind Lithoklasten häufiger in ausgewaschenen Gesteinen und oft mit Schill assoziiert.

Hohe negative Korrelationskoeffizienten finden sich ebenfalls bei einigen Komponenten-Gruppen mit den bestimmten Korngrößenfraktionen, z.B. Korngrößen-Gruppe KG < 100 µm mit Inner Ramp Komponenten, Schill, Echinodermen, Lithoklasten und Bioklasten. Auch hier ist der Zusammenhang leicht zu erkennen. Zusätzlich kann die Annahme getroffen werden, daß kleine Korngrößen insgesamt mit flachmarinen Komponenten negativ korreliert sind, also in diesen Bereichen nur untergeordnet auftreten.

13.3.3. Hauptkomponentenanalyse

Faktorextraktion

Die Ergebnisse der Hauptkomponentenanalyse auf Basis der Korrelationsmatrix sind in Tab. 10 zusammengestellt. Teil A zeigt die Ergebnisse der Hauptkomponentenanalyse mit dem Originaldatensatz, Teil B die Ergebnisse mit dem auf gleiche Abstände umgerechneten Datensatz. Die Unterschiede zwischen den beiden Berechnungen sind gering. In beiden Fällen werden 5 Faktoren ausgewiesen, die mindestens 5 % der Varianz erklären, wobei in beiden Fällen die Eigenwerte des 5. Faktors kleiner 1 sind. Infolge der Umrechnung ergeben sich geringe Unterschiede in der Höhe der Ladung der einzelnen Variablen in den Faktoren. Die Zahlen in der folgenden Beschreibung beziehen sich auf den Originaldatensatz.

Die Faktoren 1 bis 5 erklären 80,9 % der gesamten Varianz der Variablen, eine hohe Zahl für ein biologisch kontrolliertes System. Faktor 1 beschreibt 44,3 % der Gesamtvarianz und setzt sich hauptsächlich aus den Variablen Inner Ramp-Komponenten, Schill, Echinodermen, Lithoklasten, Bioklasten, Sparit sowie hohen Korngrößen zusammen. Die Variablen Spicula, Detritus, Pelloide, Mikrit und KG < 100 µm sind negativ geladen. Dieser Faktor repräsentiert einen flachmarinen, höherenergetischen Einfluß auf das Ablagerungssystem. Faktor 2 erklärt 15,2 % der Gesamtvarianz. Er zeigt

Tab. 11: Ergebnisse der Hauptkomponentenanalyse auf Basis der Kovarianzmatrix, Datenbasis Ergebnisse des Point-Counting, Proben aus dem unteren Teil des Profils Cabó (0 bis 75 m, Abb. 21): Faktorladungen der individuellen Point-Count Gruppen, Eigenwerte und Prozent der von den Faktoren erklärten Gesamtvarianz für die ersten 5 Faktoren.

	Faktor K1	Faktor K2	Faktor K3	Faktor K4	Faktor K5	Summe
Inner Ramp K.	2,91	2,59	1,77	2,65	-1,38	
Schill	2,41	1,75	3,48	1,21	1,89	
Echinodermen	4,14	0,91	2,42	5,94	-5,27	
Foraminiferen	1,79	-3,75	0,08	0,82	1,85	
Spicula	-1,88	-1,29	0,02	-0,38	1,04	
Lithoklasten	7,87	1,71	1,50	1,73	4,21	
Bioklasten	2,40	1,04	2,30	1,21	0,93	
Detritus	-3,63	3,05	5,34	-10,14	-1,82	
Pelloide	-9,50	-12,64	-1,15	-0,87	-0,80	
Mikrit	-26,00	6,08	-6,19	1,26	0,30	
Sparit	19,95	1,10	-9,69	-3,32	-1,09	
Eigenwerte	1283	237	190	165	61	
% der Gesamtvarianz	61,75	11,43	9,17	7,95	2,96	93,26

positive Ladungen mit den Variablen Inner Ramp Komponenten, Detritus, Mikrit, und KG > 500 µm und ist mit den Variablen Foraminiferen, Sparit und der Korngrößen-Gruppe KG 100-200 µm negativ geladen. Dieser Faktor repräsentiert ein niederenergetisches, jedoch flachmarines Milieu. Faktor 3 erklärt noch 8,5 % der gesamten Varianz und ist nur mit Detritus hoch positiv und mit Echinodermen negativ geladen. Eine Interpretation fällt schwer, da im Schliffbild Echinodermen häufig gemeinsam mit Detritus auftreten; eine Zuordnung zu einem bestimmten Faziesbereich ist nicht möglich. Faktor 4 erklärt 7,9 % der gesamten Varianz und ist mit den Variablen Schill und Bioklasten positiv und mit der Point-Count-Gruppe Sparit negativ geladen. Diese Zusammensetzung ähnelt dem schillreichen MF-

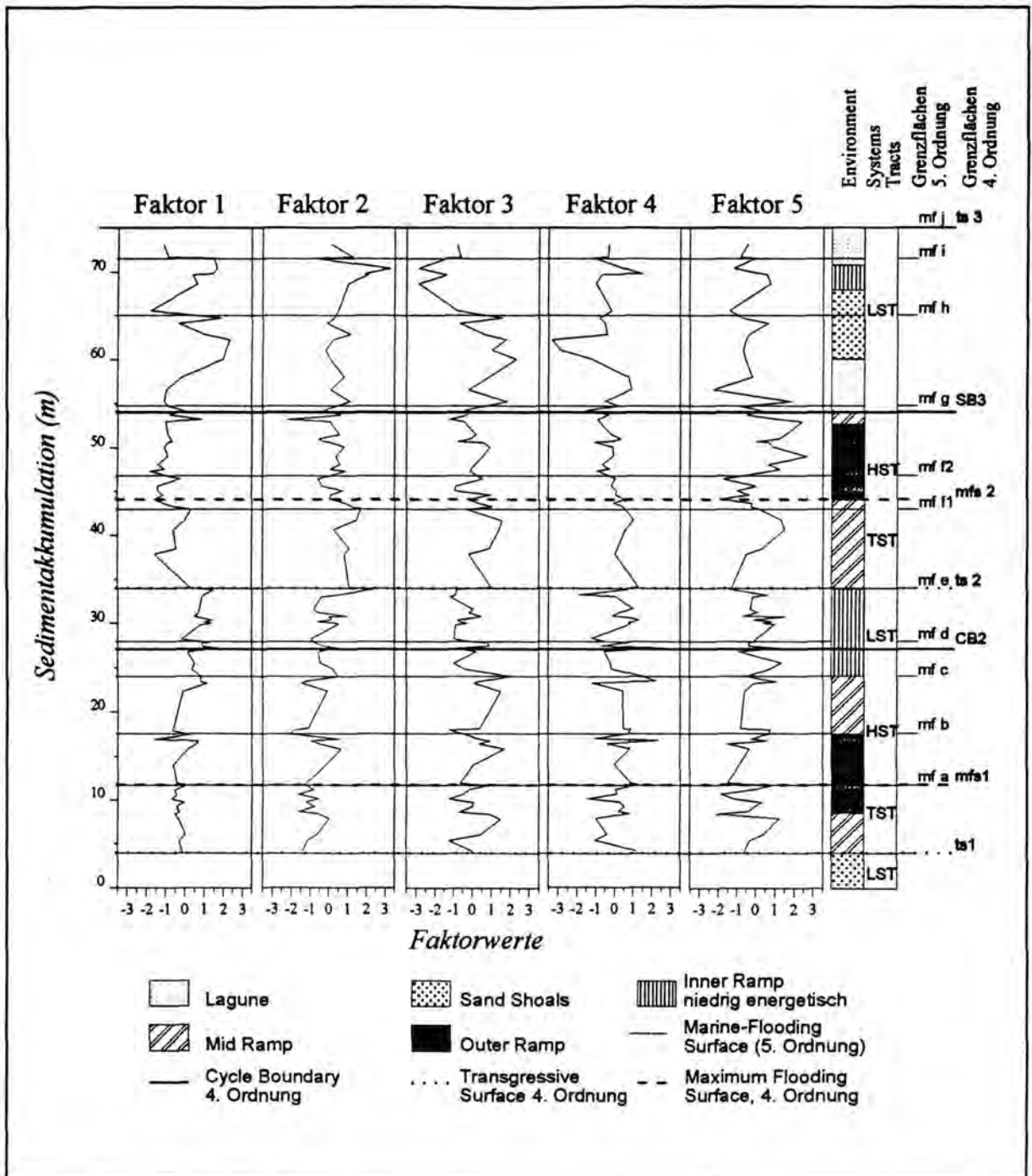


Abb. 39: Faktorwerte für die ersten 4 Faktoren der Hauptkomponentenanalyse auf Basis der Korrelationsmatrix aufgetragen gegen die Sedimentakkumulation, Datenbasis: Ergebnisse des Point-Counting, Proben aus dem unteren Teil des Profils Cabó (Profilometer 0 bis 75, Abb. 21). Gekennzeichnet sind die Marine-Flooding Surfaces, 4. und 5. Ordnung.

Typ 11 (Kap. 4.6.2.) und der Faktor wird als Beschreibung als Mid Ramp interpretiert. Faktor 5 ist nur mit *Spicula* hoch negativ geladen und kann keinem Faziesbereich eindeutig zugeordnet werden.

Die Ergebnisse der Hauptkomponentenanalyse auf Basis der Kovarianzmatrix (Faktoren K1 bis K5) entsprechen den oben beschriebenen Daten der Hauptkomponentenanalyse auf Basis der Korrelationsmatrix (Tab. 11). Insgesamt ist die erklärte Varianz jedoch deutlich höher (93,3 %). Die ausgewiesenen Faktoren können mit den gleichen Faziesbereichen interpretiert werden. Hier erklären jedoch nur die ersten 4 Faktoren mehr als 5 % der Gesamtvarianz. Faktor K1 erklärt 61,8 %

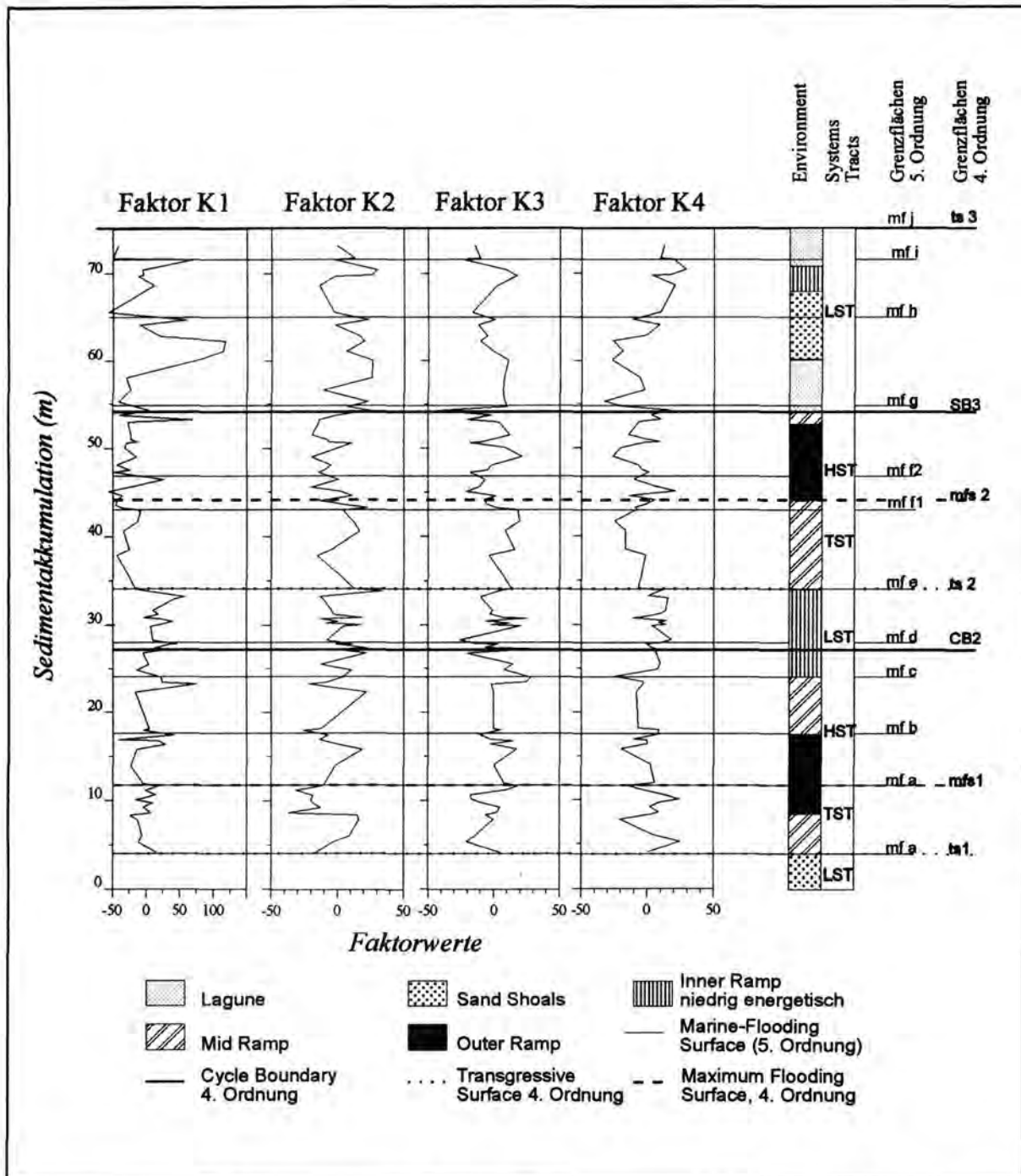


Abb. 40: Faktorwerte für die ersten 4 Faktoren der Hauptkomponentenanalyse auf Basis der Kovarianzmatrix dargestellt gegen die Sedimentakkumulation. Datenbasis Ergebnisse des Point-Counting, Proben aus dem unteren Teil des Profils Cabó (0 bis 75 m, Abb. 21). Außerdem sind die verschiedenen anhand der Faziesanalyse ermittelten Environments der Sedimente, die verschiedenen Systems Tracts (Kap. 14.) und Marine-Flooding Surfaces der 4. und 5. Ordnung gekennzeichnet.

der gesamten Varianz und ist mit den flachmarine Bereiche repräsentierenden Point-Count-Gruppen positiv sowie mit Mikrit, Detritus und Peloiden negativ geladen (vergl. Faktor 1). Faktor K2 erklärt nur noch 11,43 % der Varianz und entspricht in der Ladungsverteilung ebenfalls Faktor 2 (Positiv: Inner Ramp, Schill, Lithoklasten, Detritus und Mikrit; negativ: Foraminiferen, Spicula und Sparit; flachmarines niederenergetisches Environment). Faktor K3 erklärt 9,17 % der Gesamtvarianz, kann jedoch keinem Faziesbereich zugeordnet werden, da fast alle Komponenten-Gruppen (mit Ausnahme der Peloiden) positiv, die Grundmassen-Gruppen jedoch negativ geladen sind. Faktor K4 stellt das ge-

naue Gegenteil zu Faktor 3 der Hauptkomponentenanalyse auf Basis der Korrelationsmatrix dar. Die Variable Echinodermenfragmente ist positiv geladen und die Variable Detritus dagegen negativ.

Die Faktorwerte

Stellt man die Faktorwerte graphisch gegen die Sedimentakkumulation dar, ergeben sich mehrere Schwankungen (mfs a bis f), die sich in den Faktoren 1, 2, 4 und 5 abbilden (Abb. 39). Am deutlichsten sind die Variation (Top der Maxima der Faktorwerte) im Bereich 34 m (mfs e) und 72 m (mfs g) ausgebildet. Diese können im Profil mit deutlich retrograden Sedimentationsmustern (Top C5, C11) korreliert werden. Sie werden als Transgressive Surface von Zyklen 4. Ordnung interpretiert (vergl. Kap. 2). Nur sehr undeutlich ist dagegen die Basis der zugehörigen LST zu erkennen.

Außer diesen deutlichen Schwankungen sind kleinere Zyklen (5. Ordnung) zu erkennen. Diese sind in den auf Basis der Korrelationsmatrix berechneten Faktoren nur undeutlich zu erkennen. In den Faktoren anhand der Korrelationsmatrix K1 bis K3 (Abb. 40) berechnet treten sie deutlicher hervor. Die Grenze der Zyklen wurde jeweils an den Top des Maximums des ersten Faktors im Profil gelegt. Diese Maxima bilden sich in den Faktoren 2 und 3 bzw. K2 und K4 ebenfalls ab, können jedoch gegenüber Faktor 1 bzw. K1 leicht verschoben sein. So setzen die Maxima in Faktor 2/K2 immer ca. 1 m früher ein. Faktor 3/K4 zeigt die Verschiebung nicht eindeutig, sie kann jedoch bis zu 3 m betragen (mfs b, e, h und i) (Abb. 39 und 40). Diese Verschiebung der Faktoren gegeneinander kann mit den unterschiedlichen abgebildeten Faziesbereichen erklärt werden. So erreicht die hochenergetische Fazies (Faktor 1/K1) ihr Maximum immer etwas später als die niederenergetische Fazies (Faktor 2/K2), was bei einem Fall des Meeresspiegel der Reihenfolge der Faziesentwicklung entspricht. Da die beiden ersten Faktoren eine flachmarine Fazies repräsentieren, kann die Abnahme der Faktorwerte mit einer Vertiefung des Faziesraums interpretiert werden. Der sprunghafte Rückgang der Faktorwerte kann also als Marine-Flooding Surface 5. Ordnung interpretiert werden (Kap. 14.3.).

In jeden Zyklus 4. Ordnung sind fünf kleinere Zyklen 5. Ordnung eingeschaltet, die von den Marine-Flooding Surfaces mf a bis j begrenzt werden (Abb. 39 und 40). Es ergibt sich also ein Verhältnis von 1 : 5 für die Zyklen 4. Ordnung : 5. Ordnung. Dabei ist festzustellen, daß die Zyklen im unteren Teil geringer mächtig sind als im oberen Teil.

13.4. Spektralanalyse

Die Spektralanalyse hat ebenfalls die Analyse der Verhältnisse der Zyklen verschiedener Ordnung untereinander zum Ziel. Als Basis für die Spektralanalyse wurden folgende Annahmen vorausgesetzt:

1. Die Sedimentakkumulation ist annähernd konstant und kann somit als Zeitachse dienen.
2. Die Faktoren 1 und 2 eignen sich für die Frequenzanalyse, da sie flachmarine Bereiche repräsentieren und sich Meeresspiegelschwankungen gut in der flachmarinen Fazies widerspiegeln.
3. Größere Variationen bilden sich gut im ersten Faktor ab, da dieser die stärker bewegte, flachere Fazies beschreibt, die nur bei höheren Amplituden von Meeresspiegelschwankungen erreicht wird. Kleinere Schwankungen bilden sich besser im 2. Faktor ab, der aus flachmarinen Komponenten zusammengesetzt ist, jedoch kein hochenergetisches Environment erfordert, d.h. den flachmarinen Eintrag in tiefere Bereiche repräsentiert.

Die Ergebnisse Frequenzanalyse nach Blackman-Tukey sind in Abb. 41 dargestellt. Es ergeben sich folgende Perioden:

- | | | |
|-------------|-------------------------|------------------------------|
| – Faktor 1: | 33,34 m, 9,09 m, 3,63 m | Verhältnis = 1 : 3,66 : 9,18 |
| – Faktor 2: | 28,57 m, 6,89 m, 4,44 m | Verhältnis = 1 : 4,15 : 6,44 |

Die anhand der Frequenzanalyse gewonnenen Ergebnisse lassen sich nur teilweise mit Zyklizitäten aus der Hauptkomponentenanalyse vergleichen. Der erste Zyklus mit einer Periode von 28 bis 33 m stimmt gut mit den Zyklen 4. Ordnung der Hauptkomponentenanalyse überein. Die kleineren Zyklen 5. Ordnung variieren für den 1. Faktor deutlich von denen der Hauptkomponentenanalyse, wogegen die Frequenzanalyse des 2. Faktors mit einer Periode von ca. 7 m diese Schwankungen relativ gut widerspiegelt. Die Frequenzanalysen beider Faktoren zeigen jedoch ein Verhältnis der Zyklizitäten von ca. 1:4. Nimmt man die 3. Annahme hinzu und setzt die Periode von 33,34 m des 1. Faktors mit der kleineren Periode von 6,89 m des 2. Faktors in Beziehung, erhält man ein Verhältnis von 1:4,83 ($\pm 1:5$). Dieses Verhältnis entspricht dem Ergebnis aus der Darstellung der Faktorwerte gegen die Sedimentakkumulation. Es ergibt sich ein Zyklus 4. Ordnung mit einer Periode von ± 30 bis 35 m und ein Zyklus 5. Ordnung mit einer Periode von ± 7 m.

Fehler der Methode

Die Annahme, daß die Sedimentationsrate in etwa konstant ist, bildet sicher den größten Fehler. Schon in dem betrachteten Profilabschnitt, kann ein Anstieg der Sedimentationsrate im oberen Teil in Form von Zunahme der Mächtigkeiten der Zyklen beobachtet werden. Zudem ist eine Mächtigkeitschwankung der kleineren Zyklen 5. Ordnung in Abhängigkeit vom übergeordneten Zyklus 4. Ordnung anzunehmen. Der ausgewählte Profilabschnitt liegt im wesentlichen im Bereich der Mid Ramp und der distalen Inner Ramp. Diese beiden Faziesräume variieren in der Sedimentakkumulation nur mäßig, was sich aus dem Vergleich gleichalter Faziesräume in verschiedenen Profilen ergibt (Kap. 14.1.). Die geringer vertretenen Outer Ramp-Sedimente zeichnen sich jedoch durch geringere Sedimentationsraten aus. Die Spektralanalyse in Kombination mit der Hauptkomponentenanalyse wird als Nachweis für das Vorhandensein von Zyklizitäten 4. und 5. Ordnung gewertet, sie kann jedoch nur als weiterer Anhaltspunkt für die Festlegung, ob die Zyklen im Verhältnis 4:1 oder 5:1 auftreten, gewertet werden.

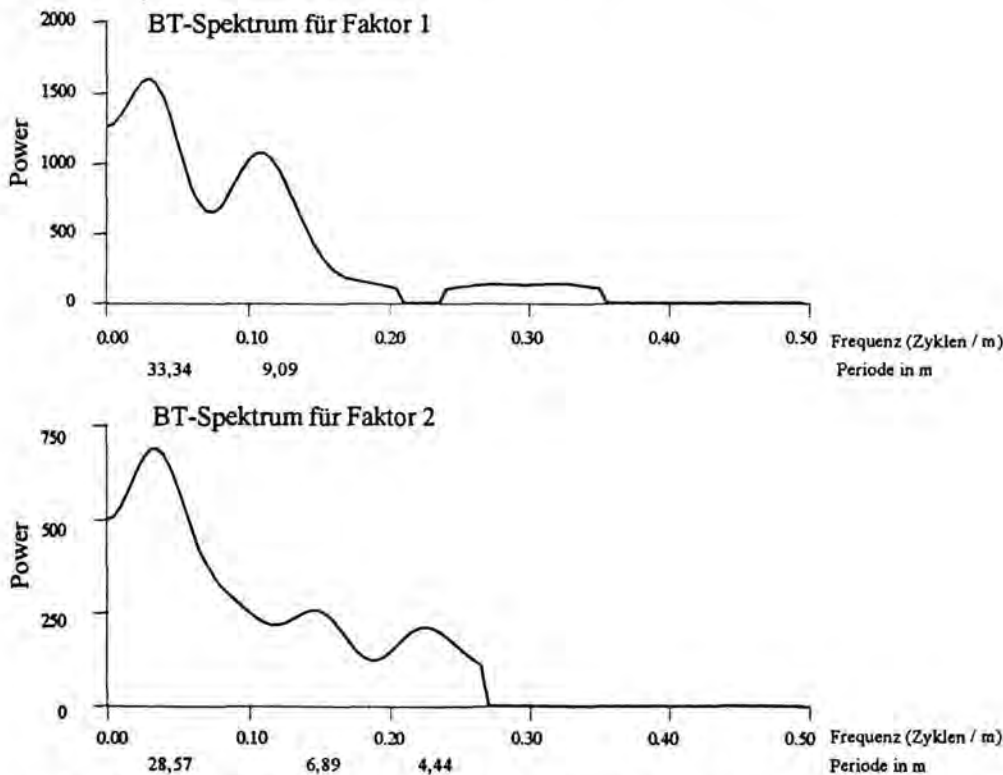


Abb. 41: Ergebnisse der Spektralanalyse nach Blackman-Tukey für den 1. und 2. Faktor der Hauptkomponentenanalyse. Datenbasis Ergebnisse des Point-Counting, Proben aus dem unteren Teil des Profils Cabó (0 bis 75 m, Abb. 21).

14. Zyklen 4. und 5. Ordnung im oberen Oberapt und Unteralt

14.1. Zyklusstratigraphische Korrelation der Profile

Während in der basalen Kalk-Einheit Zyklen 4. Ordnung die signifikante Struktur bilden, setzt in den oberen Teilen der Profile eine Dominanz der Zyklen 5. Ordnung ein (Kap. 14.2.). Dieser Übergang von Zyklen 4. Ordnung in Zyklen 5. Ordnung ist in allen Profilen markant und dient als Korrelationsbasis. Gleichzeitig können in den drei Profilen einige Glaukonit-reichere Horizonte beobachtet werden, die sich auf Basis der an den Zyklen ausgerichteten Korrelation gut mit einander vergleichen lassen. Ausgehend von dieser Korrelationsbasis wurden die anderen Zyklen miteinander in Beziehung gesetzt, so daß sich für die flachermarinen Bereiche (Profil Pobil und Cabó) eine sehr detaillierte Zyklusstratigraphie ergibt (Abb. 42) und das tiefere Profil noch wesentlich genauer in die Stratigraphie eingehängt werden kann, als es mit biostratigraphischen Daten im Oberapt möglich ist.

14.2. Zyklen 4. Ordnung / Parasequence Sets

Die Zyklen 4. Ordnung werden zuerst beschrieben, da sie in den Sedimenten am besten zu erkennen sind. Sie wurden im Detail in den oberen Font Bordonera Formation untersucht.

Obere Font Bordonera Formation:

Zur besseren Übersicht sind die Zyklen von 1 bis 6 numeriert worden, wobei die zugehörigen Grenzflächen die gleichen Nummern erhalten (Abb. 42). Interpretation über Retrogradation und Progradation der Fazies finden sich in den Profilbeschreibungen in Anhang II.I. bis II.III.. In diesem Kapitel wird die zyklusstratigraphische Auswertung der Profile vorgestellt. Diese Auswertung bezieht sich im wesentlichen auf die Mikrofaziesanalyse. Im Gelände sind nur wenige der Grenzflächen markant ausgebildet. Die Mächtigkeiten der Zyklen 4. Ordnung betragen im Inner Ramp-Bereich 35 bis 40 m (Profil Pobil), in der Mid Ramp 25 bis 30 m (Profil Cabó) und in der Outer Ramp weniger als 30 m (Profil Montanisell). Dies spiegelt die unterschiedlichen Sedimentationsraten in den verschiedenen Fazieszonen der homoklinalen Karbonatrampe wider. In den beiden flacheren Profilen sind die Grenzen der einzelnen Zyklen und der zugehörigen Systems Tracts anhand der Faziesveränderungen gut zu definieren; im Profil Montanisell sind die Grenzflächen nur im oberen und unteren Teil gut ausgebildet.

Während des Lowstand Systems Tracts (LST) der Zyklen 4. Ordnung Nr. 1 und 2 (Abb. 42) progradiert der Inner Ramp-Faziesgürtel ins Becken. Die zugehörigen Transgressive Systems Tracts (TST) und die Highstand Systems Tracts (HST) bestehen aus retrogradierenden und aggradierenden Outer Ramp- und Mid Ramp-Sedimenten. Der LST des Parasequence Sets Nr. 3 (Abb. 42) ist ebenfalls von einer deutlichen beckenwärtigen Verschiebung der Fazies charakterisiert. Die Lagunen-Fazies reicht bis zum Profil Cabó, dessen Sedimente ansonsten mittlere Tiefen widerspiegeln. Die Cycle Boundary ist von einer deutlichen Progradation unter den Point of Offlap Break charakterisiert. Sie fällt mit einer Sequenzgrenze 3. Ordnung zusammen (SB3, Kap. 15.2.). Darüber folgende mächtige Akkumulationen der Lagunensedimente in den Profilen Cabó und Pobil werden als relativer Meeresspiegelstillstand des LST Nr. 3 interpretiert. Der TST besteht aus retrogradierenden Sand Shoals, und der HST zeigt aggradierende Muster in derselben Fazies. Der folgende Zyklus 4. Ordnung (Nr. 4) weist aggradierende bis leicht retrogradierende Faziesmuster auf. Die Lagunenfazies progradiert wiederum während des LST Nr. 4. Dieser LST ist von geringeren Mächtigkeiten und einer weniger starken Progradation im Vergleich mit dem Parasequence Set Nr. 3 charakterisiert. Die deutlichste Signatur des folgenden TST (Nr. 4) ist die Retrogradation der Sand Shoal Fazies. Während des LST der Zyklen Nr. 5 und Nr. 6 erreicht die Progradation der Lagunenfazies die tieferen Bereiche der Rampe nicht mehr. Die Sedimentation ist nicht mehr in der Lage, den Meeresspiegelanstieg auszugleichen,

Zyklostratigraphische Korrelation Obere Font Bordonera Formation (FB5, FB6) Organyà Becken

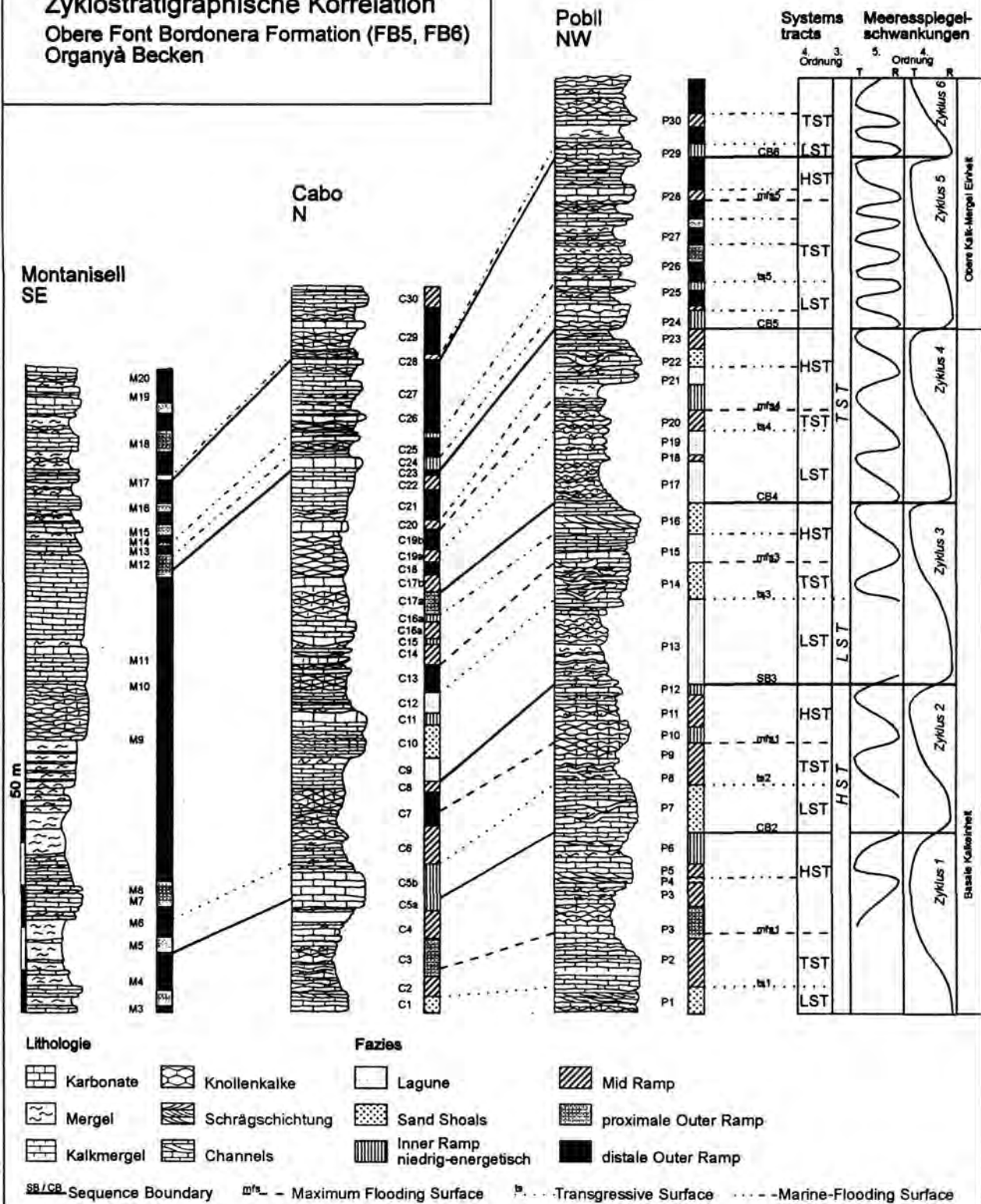


Abb. 42: Zyklostratigraphische Interpretation der oberen Font Bordonera Formation. Dargestellt sind die Zyklen 3. und 4. Ordnung sowie die hochfrequenten Zyklen 5. Ordnung, soweit sie sich direkt in der Fazies abbilden. Die Nummern an der Profilen (M3-M20, C1-C30, P1-P30) beziehen sich auf die Untergliederung der Beschreibungen in verschiedenen Profilschnitten (Anhang II.I bis II.III.).

woraus eine generelle Vertiefung des Sedimentationsraumes resultiert. Die LST's zeigen aggradierende Faziesmuster. HST und LST dieser Zyklen unterscheiden sich nur wenig in den Sedimenten und können nicht eindeutig voneinander getrennt werden.

Lluçà Formation

In den Mergeln der Lluçà Formation (L1 und L3) können keine eindeutigen Zyklizitäten bestimmt werden. In den Karbonaten im Profil Abella dagegen (L2), ist eine gleichmächtige Zyklizität 4. Ordnung wie in den Sedimenten der oberen Font Bordonera Formation ausgebildet (Abb. 27). Auch hier zeigt die Faziesanalyse deutlich den Zusammenhang mit zyklischen Transgressionen und Regressionen.

14.3. Zyklen 5. Ordnung / Parasequences

In der oberen Font Bordonera Formation sind Zyklen 5. Ordnung zu beobachten. Diese Zyklen zeigen Mächtigkeiten von 5 m in Outer Ramp Bereichen (Profil Montanisell) und können aufgrund höherer Sedimentationsraten bis zu 9 m im Bereich der Inner Ramp erreichen.

In der basalen Kalk-Einheit deuten die Faziesschwankungen höherfrequente Zyklen an, jedoch ist die eindeutige Festlegung erst mit Hilfe der Faktorwerte (Hauptkomponentenanalyse, Kap. 13.3.3.) möglich. Diese bilden die Marine-Flooding Surfaces 5. Ordnung gut ab. Anhand der Hauptkomponentenanalyse und der Frequenzanalyse kann für die basale Kalk-Einheit ein Verhältnis Zyklen 4. Ordnung :

5. Ordnung von 1:4 bis 1:5 festgelegt werden. Die Grenzen der Zyklen 5. Ordnung fallen nicht immer mit wichtigen Grenzen 4. Ordnung zusammen.

Auffällig ist das ähnliche Verhalten der Faktorwerte und der Sr-Gehalte, berechnet auf das Gesamtkarbonat. Die Marine Flooding Surfaces bilden sich also zusätzlich im Sr-Gehalt des Gesamtkarbonats ab (Abb. 43).

Die Kalk-Mergel-Einheit wird von Zyklen 5. Ordnung dominiert. Diese bilden sich in den Profilen Pobil und Cabò gut in Faziesvariationen ab (Profilabschnitte, P24-P30, C24-C30, Abb. 42, Anhang II.I. und II.II.), während sie sich im Profil Montanisell vor allem in Schwankungen im Mergelgehalt ausdrücken (Profilabschnitte M13-M20, Anhang II.III.).

Lluçà Formation

In den im Profil Abella aufgeschlossenen Sedimenten weisen zwar kleine Schwankungen in der Fazies innerhalb der Zyklen 4. Ordnung auf eine höherfrequente Zyklizität hin; diese können jedoch ohne detaillierte Beprobung und zusätzliche Auswertungen nicht eindeutig zugeordnet werden.

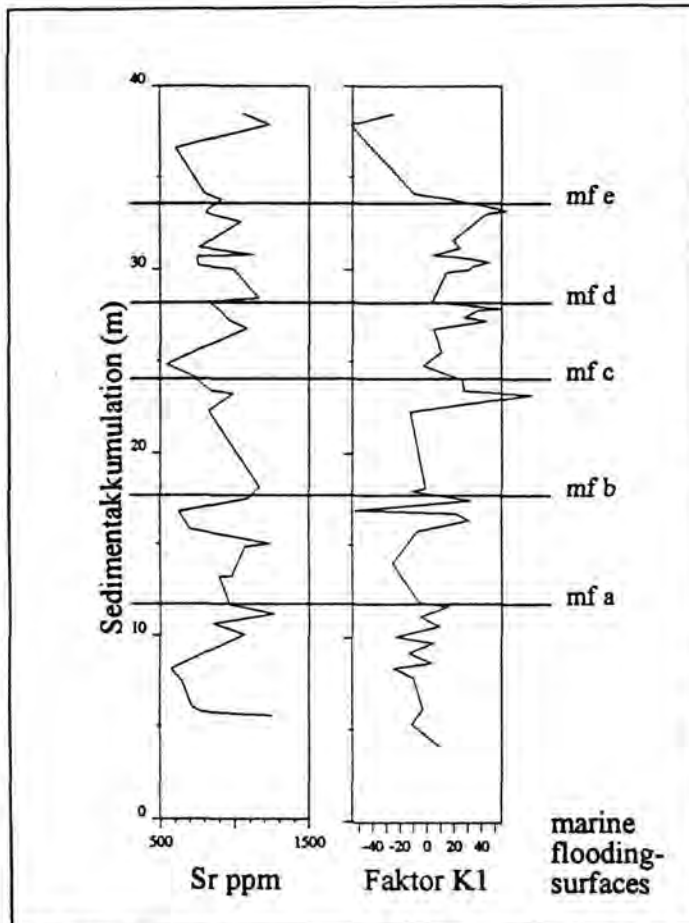


Abb. 43: Basale Kalk-Einheit: Vergleich zwischen den Sr-Gehalten und den Ergebnissen der Hauptkomponentenanalyse (Faktorwerte des 1. Faktors) im untersten Abschnitt von Profil Cabò (Profilometer 0 bis 40, Abb. 21), Kalk-Einheit (FB5), obere Font Bordonera Formation.

15. SEQUENZSTRATIGRAPHISCHE INTERPRETATION DER FONT BORDONERA UND DER LLUÇÀ FORMATION, OBERES OBERAPT UND UNTERALB

15.1. Sequenzstratigraphische Interpretation der Unteren Font Bordonera Formation

Die sequenzstratigraphische Interpretation für die Font Bordonera und Lluçà Formation ist in Abb. 44 dargestellt. Die siliziklastische Serie (FB1) an der Basis der Font Bordonera Formation, repräsentiert eine stark progradierende Fazies und stellt eine eindeutige Sequenzgrenze 3. Ordnung dar. Die Sedimentation von flachmarinen Sedimenten über Mid Ramp-Ablagerungen zeigt eine Progradation bis unter den Point of Offlap Break an. Die Basis der siliziklastischen Lage (FB1) bildet die Sequenzgrenze (SB1). Der LST beinhaltet nur die FB1 und ist im gesamten Gebiet nur wenige Meter mächtig (Abb. 44). Der starke Sandeintrag, der im gesamten Becken ausgebildet ist, und die Neugliederung des Beckens zu diesem Zeitpunkt (Kap. 9.2.) geben einen Hinweis auf ein tektonisch induziertes, relatives Absinken des Meeresspiegels in Verbindung mit Hebung im Hinterland. Diese Sequenzgrenze ist eine der wenigen Grenzen, die mit der Interpretation von BERÁSTEGUI et al. (1990) übereinstimmt.

Die Transgressive Surface liegt am Top der siliziklastischen Serie und ist von einem abrupten Übergang in die Mid Ramp-Fazies der Orbitolinen-Kalkmergel (FB2) im N der Sierra Santa Fe Synklinale, bzw. in die Mergel der Outer Ramp im SE der Sierra (FB2) charakterisiert. Der TST besteht aus dem unteren Teil der Orbitolinen-Kalkmergel (FB2) im N bzw. der Outer Ramp Mergel im SE. Die Transgression übersteigt deutlich die Sedimentakkumulation. Die Maximum Flooding Surface kann im Gelände nicht eindeutig zugeordnet werden. Die im Norden im oberen Teil der Einheit FB2 eingeschalteten Ostreen-Biostrome zeigen aggradierende bis progradierende Sedimentationsmuster an und charakterisieren den Übergang in den HST. Die Progradation der Ostreen-Biostrome im Süden der Sierra bis in Profil Montanisell (obere FB2) erfolgte möglicherweise ebenfalls im späten HST.

Die folgende Sequenzgrenze (SB2) liegt im obersten Teil der Einheit FB2, d.h. im N der Sierra Santa Fe Synklinale an der Basis von Sand Shoal-Ablagerungen und im SE im Bereich zunehmender Entwicklung von Ostreen-Biostromen. Beide zeigen eine erneute stärkere Progradation der Fazies an. Während die Grenze im N eindeutig an der Basis der Sand Shoal liegt, ist die genaue Lokalisierung im SE der Sierra Santa Fe Synklinale schwierig, da hier die Progradation wesentlich kontinuierlicher abgelaufen ist. Ein Nachweis von Progradation unter den Point of Offlap Break ist nicht möglich, jedoch gibt die langsame Progradation der Fazies einen Hinweis darauf, daß dies nicht der Fall ist (Typ 2 Sequenzgrenze).

Die folgende Transgressive Surface liegt im Norden der Sierra Santa Fe Synklinale am Top der Sand Shoal-Ablagerungen (FB2), der von einem abrupten Wechsel in die Mid Ramp Fazies (FB3) charakterisiert ist, die erneut Ostreen-Biostrome führt. Im SE der Sierra Santa Fe Synklinale ist die Transgressive Surface von dem Ende der Sedimentation von Ostreen-Biostrom führenden Mergeln charakterisiert. Der TST im Norden der Sierra Santa Fe Synklinale reflektiert hohe Sedimentakkumulationsraten in Form von Kalkmergeln mit Ostreen-Biostromen, die den Meeresspiegelanstieg nach beginnender Retrogradation der Fazies an der Basis nahezu ausgleichen. Es treten nur noch geringe Faziesvariationen auf. Im Süden der Sierra Santa Fe Synklinale wird der TST von den im Profil Montanisell aufgeschlossenen Sedimenten der Outer Ramp Fazies (M1, Anhang II.III.) gebildet.

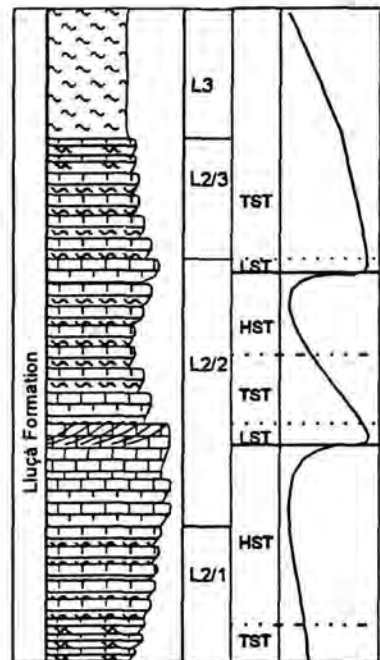
Die Maximum Flooding Surface liegt im N der Sierra Santa Fe Synklinale an der Basis der Knollenkalke der distalen Mid Ramp (FB4), die eine einsetzende Progradation anzeigen. Im SE der Sierra liegt die Maximum Flooding Surface an der Basis der Kalkmergel (FB4) (Profilabschnitt M2, Profil Montanisell, Anhang II.III.), die von zunehmender Bodenströmung charakterisiert sind.

Sequenzstratigraphische Interpretation
der Font Bordonera und Lluçà Formation
(oberstes Apt, unteres Alb) der
Sedimente des Organyà Beckens
(Zyklen 3. Ordnung)

Bereich im SW der
Sierra Santa Fe
(Profil Abella)

Systems
Tracts
relative
Meeresspiegel-
schwankungen

T R



Bereich im NW der
Sierra Santa Fe
(Profil Pobil)

Bereich im SE der
Sierra Santa Fe
(Profil Montanisell)

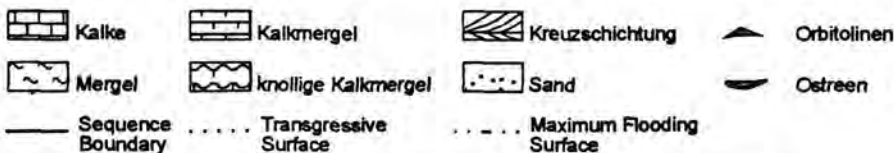
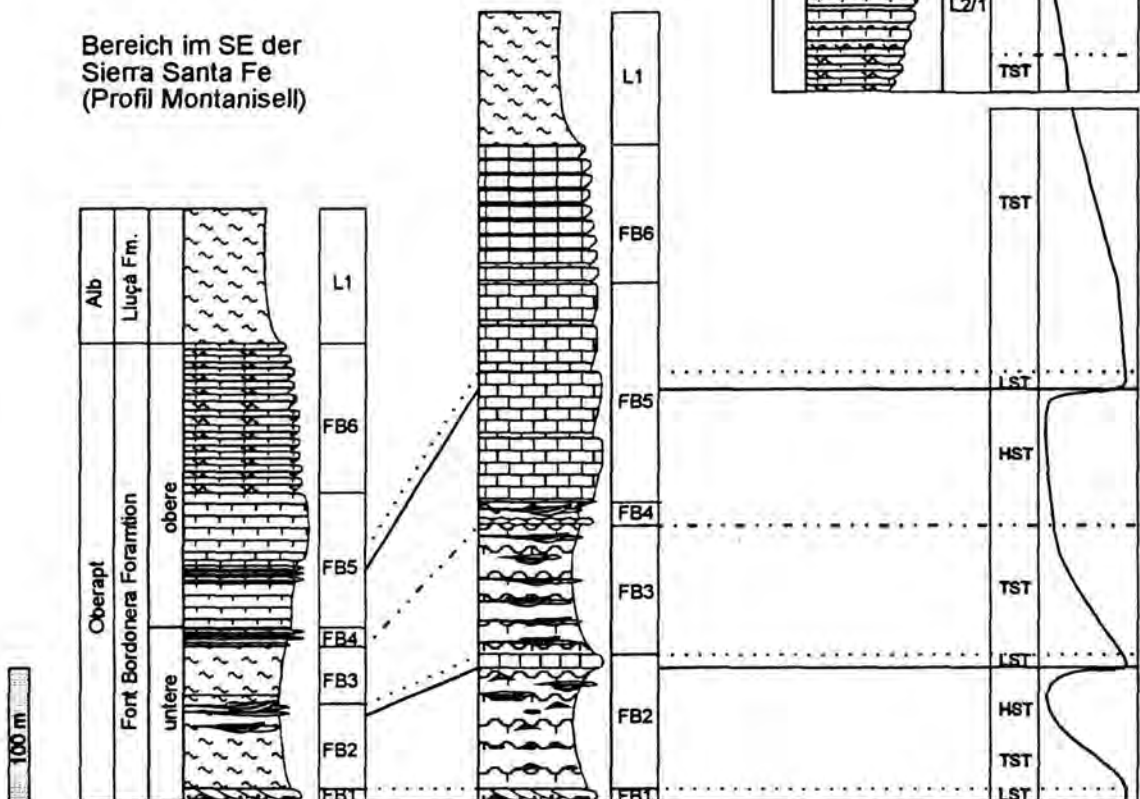


Abb. 44: Sequenzstratigraphische Interpretation der Font Bordonera und der Lluçà Formation.

Insgesamt kennzeichnen progradierende Faziesmuster den frühen HST, die nach einer geringen Retrogradation wiederum von der moderaten Progradation des späten HST gefolgt werden. Diese Variation deutet auf eine höherfrequente Meeresspiegelschwankung 4. Ordnung hin, wie sie sich in der anschließenden basalen Kalk-Einheit verstärkt abbilden. Der obere Teil des HST liegt in der oberen Font Bordonera Formation.

15.2. Sequenzstratigraphische Interpretation der oberen Font Bordonera Formation

In der oberen Font Bordonera Formation kann die den hochfrequenten Zyklen übergeordnete relative Meeresspiegelschwankung 3. Ordnung gut beobachtet werden (Abb. 42). Der basale Teil der Kalk-Mergel-Einheit zeigt nach einer Progradation gegenüber den oberen Ostreen-Kalkmergeln (FB4) insgesamt aggradierende Muster und wird infolge dessen als später HST 3. Ordnung interpretiert. Geht man von einem relativen Meeresspiegelstillstand aus, gleichen sich die Sedimentakkumulation und Subsidenz ungefähr aus. Variation in der Fazies können allein mit den höherfrequenten Zyklen erklärt werden. Die LST's des 1. und 2. Zyklus 4. Ordnung (Abb. 42) bilden insgesamt den gleichen Faziesbereich ab.

Die SB3 an der Basis des 3. Zyklus 4. Ordnung in der Einheit FB5 entspricht einer Sequenzgrenze 3. Ordnung (Abb. 42). Hier ist die stärkste Progradation in den bearbeiteten Profilen ausgebildet, und es kann von einem Absinken des relativen Meeresspiegels unter den Point of Offlap Break ausgegangen werden (Typ 1 Sequenzgrenze). Die Meeresspiegel-Absenkung übersteigt deutlich die Subsidenz. Der LST 3. Ordnung ist relativ kurz und fällt mit dem LST des 3. Zyklus 4. Ordnung (Abb. 42) zusammen.

Die Transgressive Surface liegt am Top des LST 4. Ordnung Nr. 3 (Abb. 42). Das Ende des LST 3. Ordnung wird dadurch angedeutet, daß die Lagunenfazies in den folgenden Zyklen 4. Ordnung das Profil Cabó nicht mehr erreicht (Abb. 42). Der TST 3. Ordnung beginnt mit einer moderaten Retrogradation und dementsprechend mit einer langsamen Transgression. In den Sedimenten von Profil Pobil bildet nahezu ein gleichbleibender Faziesbereich ab. Im Gebiet von Profil Cabó induziert der Anstieg des relativen Meeresspiegels eine Retrogradation der Fazieszonen. Diese moderate Transgression wird mit einem eustatischen Stillstand des Meeresspiegels bei zunehmender Subsidenz interpretiert. Das gleiche Muster würde sich auch im umgekehrten Fall durch einen eustatischen Meeresspiegelanstieg bei unveränderter Subsidenz ergeben. Für einen verstärkten lokal-tektonischen Beitrag spricht jedoch der nur kurze LST, der deutlich von einer symmetrischen Meeresspiegelkurve abweicht und sich in der asymmetrischen Faziesentwicklung in den Profilen Cabó und Pobil niederschlägt.

Ab Beginn des 5. Zyklus 4. Ordnung ist eine deutliche Zunahme der Intensität der Transgression zu beobachten. Hier wird das Einsetzen des eustatischen Meeresspiegelanstiegs vermutet, der in Zusammenhang mit der Subsidenz den starken Anstieg induziert. Ab diesem Punkt ist die Sedimentakkumulation nicht mehr in der Lage, den Anstieg des Meeresspiegels auszugleichen. Eine zunehmende Vertiefung der Karbonatrampe ist die Folge, die an der Grenze Font Bordonera Formation / Lluçà Formation zum Ende der flachmariner Sedimentation im Bereich Organyà führt und den markanten Übergang in Tiefwasser-Mergel ausgelöst hat.

Infolge der zunehmenden Vertiefung bilden sich die Zyklen 5. Ordnung wesentlich deutlicher ab als die Zyklen 4. Ordnung.

15.3. Sequenzstratigraphische Interpretation der Lluçà Formation

Während in den Lluçà Mergeln im E des Gebiets, da der Ablagerungsraum zu tief war, keine weiteren Sequenzgrenzen dokumentiert sind, bilden sich in den Lluçà Karbonaten (L2) weitere Meeresspiegelschwankungen ab (Abb. 44). Der basale Abschnitt der Lluçà Formation (L2/1) kann eine noch leicht zunehmende Transgression widerspiegeln. Jedoch sind bald insgesamt schwach progradierende Sedimentationsmuster zu beobachten, die einen HST 3. Ordnung charakterisieren. Im unteren Teil des Profils Abella (mittlere Einheit der Lluçà Karbonate, L2/2 und L2/3, Abb. 26) ist eine zunehmende Progradation der Fazies zu beobachten (Kapitel 8.2.).

Eine Sequenzgrenze 3. Ordnung liegt im Profil Abella an der Basis einer Sand Shoal im Abschnitt L2/2 (Abb. 44) (Profil Abella, Basis des Abschnitts A13 bei 57 m). Hier ist die insgesamt stärkste Progradation der Fazies im Alb zu beobachten. Eine Progradation über den Point of Offlap Break hinaus wird jedoch nicht angenommen, da die beckenwärtige Fazieslagerung langsam erfolgte und Sedimente der Inner Ramp auf Mid Ramp Ablagerungen liegen (Typ 2 Sequenzgrenze). Auch in der Lluçà Formation ist der LST sehr geringmächtig ausgebildet (nur 20 m Sediment) und endet am Top des Profilabschnitts A13 (77 m, Profil Abella, Anhang II.IV.). Dies kurze Zeitintervall läßt auf eine weiterhin hohe Subsidenz schließen. Die erneut zunehmende Retrogradation der Fazies zeigt den Beginn des TST 3. Ordnung an, der von zunehmender Vertiefung des Beckens charakterisiert ist. Die Maximum Flooding Surface konnte nicht festgelegt werden. Dagegen zeigt die erneut flachmarine Fazies im oberen Teil der Lluçà Karbonate (L2/3), (Profil Abella, Profilabschnitt A24, Anhang II.IV.) eine weitere mögliche Sequenzgrenze 3. Ordnung an. Hier liegen Sedimente der Inner Ramp über Sedimenten mit Outer Ramp Fazies, so daß von einer Typ 1 Sequenzgrenze ausgegangen werden kann. Der nur 14 m mächtige LST geht schnell in eine erneut retrogradierende Fazies über, die den TST repräsentiert. Ebenso wie am Ende der Font Bordonera Formation ist dieser Teil der Lluçà Formation von einer zunehmenden Transgression gekennzeichnet, die durch das Einsetzen der Sedimentation der Lluçà Mergel (L3) im Bereich nordöstlich von Abella de la Conca charakterisiert ist.

Eine Korrelation zwischen den bei Abella aufgeschlossenen Karbonaten (L2) und den Mergeln von Montanisell ist nicht eindeutig möglich, jedoch zeigt das sequenzstratigraphische Modell eine kontinuierliche Abfolge.

16. DISKUSSION DER STEUERUNGSPROZESSE DER ZYKLEN UND SEQUENZEN

16.1. Zyklen 4. und 5. Ordnung

Die laterale Kontinuität der Zyklen im oberen Apt und Alb sowie die Faziesmuster und die konstante Frequenz der Zyklen 4. und 5. Ordnung implizieren Allozyklizität und damit eine eustatische Kontrolle der Zyklen. Das Verhältnis von 1:5 ist typisch für Zyklen im Milankovitch-Band (Präzessionsindex: 19/23 ka, speziell in der Kreide: 18,6 / 22,5 ka nach BERGER & LOUTRE, 1994, Exzentrizitätsindex: 100 / 400 ka). Das obere Apt (*gorbachikae*-Zone an der Basis der Senyús Formation bis zur Apt / Alb-Grenze (Basis *broteni*-Zone am Top der Font Bordonera Formation) umfaßt nach HAQ et al. (1988: fig. 15) 1000 ka und nach CARON (1985: Fig. 4) 2000 ka. Davon entfallen bei annähernd konstanten Sedimentationsraten auf die obere Font Bordonera Formation zwischen 300 bis 700 ka. Es konnten mindestens 30 Zyklen 5. Ordnung unterschieden werden ($30 \times 20 \text{ ka} = 600 \text{ ka}$). Nimmt man also für die Zyklen 4. und 5. Ordnung aufgrund des Verhältnisses von 1:5 Exzentrizitätszyklen und Präzessionszyklen an, so läßt sich diese Interpretation gut mit den biostratigraphischen Rahmendaten vereinbaren.

Studien in kretazischen Riffkarbonaten (GRÖTSCH, 1994, GISCHLER et al. 1994, LONGO et al., 1994) oder Tiefwassersedimenten (z.B. DE BOER, 1983, NOÉ, 1993) zeigen eindeutig, daß Milankovitch-Zyklen einen Einfluß auf die Sedimentation in der Kreide hatten. Ungewöhnlich sind jedoch die großen Sedimentmächtigkeiten im Organyà Becken. Eine Zusammenstellung von DRUMMOND & WILKINSON (1993) zeigt, daß die Mächtigkeiten für Präzessionszyklen in flachmarinen Faziesbereichen in der Regel im Bereich zwischen 0,5 und 4 m liegen. GRÖTSCH (1994) gibt in slowenischen Riffen des Apt / Alb für Präzessionszyklen Sedimentmächtigkeiten von 3,0 bis 3,6 m an.

Sedimentationsraten für kretazische Shoal-Sedimente liegen nach PRATT & SMEWING (1993) im Bereich von 0,5 bis 6 cm / 1000 a bis max. 10 cm / 1000 a. Bei 5 bis 8 m mächtigen 22 482 a (BERGER & LOUTRE, 1994) Zyklen ergeben sich Sedimentationsraten von 22 cm / 1000 a bis 36 cm / 1000 a. Diese hohen Sedimentakkumulationen implizieren eine sehr hohe Subsidenzrate des Organyà Beckens im Apt/Alb. Ähnlich hohe Sedimentationsraten werden auch von LENOBLE & CANÉROT (1993) aus dem Apt/Alb der NE-Pyrenäen beschrieben.

16.2. Sequenzen / Zyklen 3. Ordnung

Die Font Bordonera und Lluçà Formation beinhalten insgesamt also fünf Sequenzen. Die lithologische Grenze zwischen Font Bordonera und Lluçà Formation entspricht keiner Sequenzgrenze, wie von BERÁSTEGUI et al. (1990) beschrieben, sondern liegt mitten im TST 3. Ordnung.

Die hohe Subsidenzrate (Kap. 15.1.) bildet den zunehmenden Einfluß tektonischer Aktivität ab. Die starke Subsidenz führt dazu, daß nur wenige Sequenzgrenzen den Point of Offlap Break überschreiten.

Die Sequenzen 3. Ordnung sind vermutlich stark von lokalen tektonischen Ereignissen kontrolliert. So finden sich für die Sequenzgrenze an der Basis der Font Bordonera Formation (FB1) keine eustatischen Vergleiche. Der gleichzeitige terrigene Quarzeintrag sowie die Veränderungen des Sedimentationsraumes zu dieser Zeit (Kap. 9.2.) implizieren ein tektonisches Ereignis, das sich in Hebungen oder stagnierender Subsidenz ausdrückt. Vergleiche mit anderen Gebieten sind aufgrund der mangelnden biostratigraphischen Daten schwierig und bis auf wenige Grenzen mit großen Unsicherheiten behaftet. Auch für die Sequenzgrenzen in der oberen Font Bordonera Formation wurden keine eustatisch bedingten Analoga gefunden, was in Verbindung mit den unregelmäßigen Sedimentationsmustern ebenfalls lokale tektonische Ereignisse nahelegt. GARCÍA-MONDÉJAR (1990) beschreibt

im Oberapt des baskisch-kantabrischen Raums einen hohen Meeresspiegelstand und eine Regression im oberen Teil. Hier gibt es keinerlei Übereinstimmungen mit dem Gebiet von Organyà. HAQ et al. (1988) und SCOTT et al. (1988) beschreiben eine globale bedeutende Transgression am Ende des Apt. Der Beginn dieser Transgression fällt zeitlich nicht mit der Transgression am Ende der Font Bordonera Formation zusammen. Ein summarischer Effekt von lokal-tektonischen Ereignissen, die mit der Öffnung des Golfs von Biskaya in Kontakt stehen, und von dem eustatischen Meeresspiegelanstieg am Ende des Apt wird jedoch in Betracht gezogen. Im unteren Alb zeigt die eustatische Kurve von HAQ et al. (1988) eine deutliche Regression, die sich vermutlich in einer der Sequenzgrenzen in der Lluçà Formation (L2/2, Abb. 44) widerspiegelt. Diese konnte auch von LENOBLE & CANÉROT (1993) in den N-Pyrenäen nachgewiesen werden.

Die tektonischen Bewegungen spielten sicherlich eine große Rolle bei der Bildung des erforderlichen 'Accommodation Space' für die hohen Sedimentationsraten. Die Annahme von LENOBLE & CANÉROT (1993), daß diese mit der beginnenden Bildung von Pull-Apart Becken in Verbindung stehen, kann auf die SE-Pyrenäen nicht übertragen werden, da es hier keine eindeutigen Anzeichen für derartige Becken (Kap. 1.3.) gibt. Wahrscheinlich besteht jedoch ein genereller Zusammenhang mit den zunehmenden Extensionsbewegungen im Bereich zwischen Tethys und Biskaya, darauf weist die am Ende des Apts stark zunehmende Subsidenz hin.

Insgesamt bilden sich in den Sedimenten des Organyà Beckens also zwei verschiedene Steuerungsmechanismen ab:

- Die lokalen tektonischen Ereignisse steuern im wesentlichen die Verteilung der Fazieszonen, das Einfallen und Streichen der Karbonatrampe sowie den zur Verfügung stehenden 'Accommodation Space' und somit die Mächtigkeit der Sedimente.
- Zusätzlich bilden sich jedoch eustatische Ereignisse ab, die einen wesentlichen Einfluß auf die zyklische Ausbildung der Sedimente haben.

DANKSAGUNG

Für die Anregung zu dieser Arbeit, die Betreuung und die Unterstützung während ihrer Durchführung danke ich Prof. Dr. Helmut Willems.

Viele Mitglieder der Arbeitsgruppe Historische Geologie/Paläontologie des Fachbereichs 5 haben mir mit Rat und Tat zur Seite gestanden. Ihnen allen möchte ich danken. Mein besonderer Dank gilt Dr. Sibylle Noé für zahlreiche Diskussionen sowie die kritische Durchsicht des Manuskriptes. Ebenfalls zu besonderem Dank verpflichtet bin ich Elmar Schöllhorn für zahlreiche Diskussionen und die wertvollen Hinweise während der Geländeaufenthalte. Für die gute Zusammenarbeit im Gelände und am Institut danke ich auch Mark Schwenke und Sonja Wittmann.

Bei den Arbeiten am Rasterelektronenmikroskop und an den röntgenmikroanalytischen Einrichtungen wurde ich von Dr. Hartmut Mai unterstützt. Für die Hilfe bei der Präparation und bei Fotoarbeiten danke ich Anne Meyer und Dr. Peter Zügel. Bei Christine Höll möchte ich mich für das Korrekturlesen der Arbeit bedanken. Erna Friedel danke ich für die zahlreichen anregenden Bemerkungen zur Gestaltung der Endfassung.

Der Arbeitsgruppe Geochemie danke ich für die Möglichkeit ihre Labore zu benutzen, Sigrid Hinrichs und Renate Henning für die Einweisung und Hilfe an der ICP. Das Röntgendiffraktometer stand mir im Fachgebiet Mineralogie zur Verfügung. Hans-Joachim Engelhardt führte die Messungen durch und gab Tips zur Auswertung der Analysen.

Für ihre Diskussionsbereitschaft und für Anregungen möchte ich mich bei Dr. Kai-Uwe Gräfe, Dr. Margot Isenbeck-Schröter, Dr. Michael M. Joachimski (Universität Erlangen) und Dr. John J.G. Reijmer (Universität Kiel) bedanken.

Die Deutsche Forschungsgemeinschaft hat die vorliegende Arbeit im Rahmen des DFG-Projekt "Steuerungsfaktoren biogener Sedimentation an einem Rampentransekt des Apt/Alb der mittleren Süd-Pyrenäen" innerhalb des Schwerpunktprogramms: "Globale und regionale Steuerungsprozesse biogener Sedimentation" finanziell unterstützt. Mein Dank gilt den Antragstellern Prof. Dr. Helmut Willems und Dr. Sibylle Noé sowie den Verantwortlichen der Deutschen Forschungsgemeinschaft. Die Universität Bremen ermöglichte den Beendigung der Arbeit im Rahmen eines halbjährigen Abschlußstipendiums.

Mein herzlichster Dank gilt meinem Freund Kai, der während der Durchführung dieser Arbeit viel Verständnis und Geduld aufgebracht hat. Besonders danken möchte ich meinen Eltern, die mich während meiner gesamten Ausbildung immer großzügig unterstützt haben. Ihnen möchte ich diese Arbeit widmen.

17. LITERATUR

- ADGAS, A., MASSE, J.P. & MONTAGGIONI, I.F. (1990): Fine grained carbonates in nearly closed reef environments: Mataiva and Tikapoto atolls, Central Pacific Ocean. - *Sediment. Geol.*, **67**: 115-132.
- AHR, W.M. (1973): The carbonate ramp - an alternative to the shelf model. - *Trans. Gulf Coast Ass. geol. Soc.* **23**: 221-225.
- AIGNER, T. (1984): Dynamic stratigraphy of epicontinental carbonates, Upper Muschelkalk (M. Triassic), South-German Basin. - *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **169**: 127-159.
- AIGNER, T. (1985): Storm depositional systems. - *Lecture Notes in Earth Science*, **3**: 173 S.; Berlin (Springer).
- ARNAUD, H. (1981): De la plate-forme urgonienne au bassin vocontien: le Barrémo-Bédoulien des Alpes occidentales entre Isère et Buech. - *"Geologie Alpine" Mem.* **12** (2 Bände): 804 S.
- ARNAUD-VANNEAU, A. (1979): Répartition de la microfaune dans les différents paléomilieus urgoniens. - *Géobios, Mém. spéc.*, **3**: 255-275.
- ARNAUD-VANNEAU, A. (1980): Micropaléontologie, paléoécologie et sédimentologie d'une plate-forme carbonatée de la marge passive de la Téthys: L'Urgonien du Vercors septentrional et de la Chartreuse (Alpes occidentales). - *"Geologie Alpine" Mém.* **11** (3 Bände): 1-874.
- ARNAUD-VANNEAU, A. & ARNAUD, H. (1990): Hauterivian to Lower Aptian carbonate shelf sedimentation and sequence stratigraphy in the Jura and northern Subalpine chains (southeastern France and Swiss Jura). - *Spec. Publs. int. Ass. Sediment.* **9**: 203-233.
- AURELL, M. (1991): Identification of systems tracts in low-angles carbonate ramp: examples from Upper Jurassic of the Iberian Chain (Spain). - *Sediment. Geol.*, **73**: 101-115.
- AURELL, M. & MELÉNDEZ, A. (1993): Sedimentary evolution and sequence stratigraphy of the Upper Jurassic in the Central Iberian Chain, northeast Spain. - *Spec. Publs. int. Ass. Sediment.*, **18**: 343-368.
- BACHMANN, M. (1992): Kalk-Mergel-Zyklen eines Rampentransekts im Apt/alb der mittleren Südpirenen. - *Berichte, Fachbereich Geowissenschaften, Univ. Bremen*, **30**: 264-276.
- BATHURST, R.G.C. (1958): Diagenetic fabrics in some British Dinantian limestones. - *Liverpool and Manchester Geol. J.*, **2**.
- BATHURST, R.G.C. (1966): Boring algae, micrite envelope and lithification of molluscan biosparites. - *Geol. J.*, **5**: 15-32.
- BATHURST, R.G.C. (1975): Carbonate sediments and their diagenesis. - *Developments in Sedimentology*, **12**: 1-658.
- BECHSTÄDT, T. (1975): Zyklische Sedimentation im erzführenden Wettersteinkalk von Bleiberg-Kreuth (Kärnten, Österreich). - *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **149**: 73-95.
- BERÁSTEGUI, X. & LOSANTOS, M. (1991): El Cretácico inferior de la Cuenca de Organya (Lamina Cabagante de Boixols). - *III Coloquio del Cretácico de España. Organya, del 1 al 5 de Septiembre de 1991; Excursionsführer*.
- BERÁSTEGUI, X., LOSANTOS, M., MUÑOS, J.A. & PUIGDEFÀBREGAS, C. (1993): Tall geològic del Pirineu central 1 : 200 000. - *Karte und Erläuterung*, 58 S.; Barcelona (Servei Geològic de Catalunya).
- BERÁSTEGUI, X., GARCIA-SENZ, J.M. & LOSANTOS, M. (1990): Tecto-Sedimentary evolution of the Organyà extensional basin (central south Pyrenean unit, Spain) during the lower Cretaceous. - *Bull. Soc. géol. France*, **VI**, **2**, 251-264.
- BERGER, A. & LOUTRE, M.F. (1994): Astronomical forcing through geological time. - *Int. Ass. Sediment. Spec. Publ.s.*, **19**: 15-24.
- BERNER, R.A. (1981): Authigenic mineral formation resulting from organic matter decomposition in modern sediments. - *Fortschr. Miner.*, **59**: 117-135.

- BETZLER, C. (1989): The Upper Paleocene to Middle Eocene between the Rio Segre and Rio Llobregat /Eastern Pyrenees): Facies, Stratigraphy and Structural Evolution. - Tübinger Geowiss. Arb. Reihe A, 2: 113 S.
- BLACKMAN, R.B. & TUKEY, J.W. (1958): The measurements of power spectra. - Dover Publ. Inc., 190 S.; New York.
- BOILLOT, G. (1984): Some remarks on the continental margins in the Aquitaine and French Pyrenees. - *Geol. Mag.*, 121: 407-412.
- BOSELLINI, A. & STEFANI, M. (1990): Rosengarten: a platform-to-basin carbonate section (middle Triassic, Dolomites, Italy). - Dolomieu Conference on Carbonate Platforms and Dolomitization, Guide Book, Field Trip C.
- BOUROLLEC, J., DELFAUD, J. & DELOFFRE, R. (1979): Organisations Sédimentaire et Paléocologique de L'Aptien Supérieur a Faciès Urgonien dans les Pyrénées Occidentales et L'Aquitaine Méridionale.- *Géobios, Mém. Spéc.*, 3: 25-43.
- BRAND, U. & VEIZER, J. (1980): Chemical diagenesis of a multicomponent carbonate system - 1 : trace elements. - *J. Sediment. Petrol.*, 50: 1219-1236.
- BURCHELL, M.T., STEFANI, M. & MASETTI, D. (1990): Cyclic sedimentation in the Southern Alpine Rhaetic: the importance of climate and eustasy in controlling platform-basin interactions. - *Sedimentology*, 37: 795-815.
- BURCHETTE, T.P. & BRITTON, S.R. (1985): Carbonate facies analysis in the exploration for hydrocarbons: a case-study from the Cretaceous of the Middle East. - In BRENCHELY, P.J. & WILLIAMS, B.P.J. (eds.): *Sedimentology Recent Developments and Applied Aspects*, 311-338; Oxford (Blackwell).
- BURCHETTE, T.P. & WRIGHT, V.P. (1992): Carbonate ramp depositional systems. - *Sediment. Geol.*, 79, 3-57.
- BURTON, E.A. & WALTER, L.M. (1987): Relative precipitation rates of aragonite and Mg-calcite from seawater: Temperature or carbonate ion control? - *Geology*, 15: 111-114.
- BUXTON, M.W.N. & PEDLEY, M.H. (1989): A standardized model for Tethyan carbonate ramp. - *J. Geol. Soc. London*, 146: 746-748.
- CALVET, F. & TUCKER, M.E. (1988): Outer ramp cycles in the Muschelkalk of the Catalan Basin, northeast Spain. - *Sediment. Geol.*, 57: 185-198.
- CALVET, F., TUCKER, M.E. & HENTON, J.M. (1990): Middle Triassic carbonate ramp system in the Catalan Basin, northeast Spain: facies, systems tracts, sequences and controls. - *Spec. Publs. int. Ass. Sediment.* 9: 79-108.
- CARON, M. (1985): Cretaceous planktic foraminifera. - In: BOLLI, H.M., SAUNDERS, J.B. & PERCH-NIELSEN, K. (eds.): *Plankton stratigraphy*, Cambridge Earth Sci. Ser. 17-86; Cambridge (Cambridge Univ. Press).
- CASEY, R. (1961): The stratigraphical palaeontology of the Lower Greensand. - *Palaeontology*, London, 4: 487-621.
- CAUS, E. & RODÉS, D. (1989): Estudi dels foraminífers del Cretaci Inferior de les Valls del Segre i Noguera Pallaresa. - Internal report en dépôt au Serv. Geol. de Catalunya.
- CHAMLEY, H. (1989): *Clay Sedimentology*. - 623 S.; Berlin, Heidelberg (Springer).
- CHAMLEY, H. & MASSE, J.-P. (1975): Sur la signification des minéraux argileux dans les sédiments Barremiens et Bedouliens de Provence (SE de la France). - *Internat. Sedimentological Congress.* 9: 25-29.
- CHOUKROUNE, P. & ECORS TEAM (1989): The ECORS Pyrenean deep seismic profile reflection data and the overall structure of the orogenic belt. - *Tectonics*, 8: 23-39.
- CHOUKROUNE, P. & RIOS, L.M. (1980): Structure des Pyrénées. - *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine, Mém.*, 3: 158-204.

- CHOUKROUNE, P. & SÉGURET, M. (1973): Tectonics of the Pyrenees: Role of compressions and gravity. - In: JONG, K.A. de & SCHOLTEN, R. (eds.): Gravity and tectonics: 141-156.; New York (Wiley).
- CHOUKROUNE, P., SÉGURET, M. & GALDEANO, A. (1973): Caractéristiques et évolution structurale des Pyrénées: Un modèle de relations entre zone orogénique et mouvement des plaques. - Bull. Soc. géol. France, **15**: 600-611.
- CHOUKROUNE, P., SÉGURET, M. & MATTAUER, M. (1968): Sur quelques caractères géométriques de la nappe de Gavarnie (Pyrénées). - C. R. Acad. Sci., **267**: 2088-1091.
- CLOUD, P.E. (1962): Environment of calcium carbonate deposition west of Andros Island, Bahamas. - Prof. Pap. US geol. Surv., **350**: 138 S.; Washington.
- CONRAD, M.A. (1969): Les calcaires urgoniens dans la région entourant Genève. - Eclogae geol. Helv., **62**: 1-79.
- CONRAD, M.A. & PEYBERNES, B. (1976): Hauterivian-Albian Dasycladaceae from the Urgonian Limestones in the French and Spanish Eastern Pyrenees. - Geol. Romana, **15**: 175-197.
- DAHL, W.M. (1984): Progressive burial diagenesis in Lower Tuscaloosa sandstones, Louisiana and Mississippi. - Clay Miner., Prog. with Abs., **42**.
- DAPPLES, E.C. (1967): Silica as an agent in diagenesis. - In LARSEN, G. & CHILINGAR, G.V. (eds.): Diagenesis in Sediments. Develop. in Sediment. **8**: 323-342.
- DAVIES, J.C. (1986): Statistics and data analysis in geology (2nd edition). - 646 S., New York (Wiley & Sons).
- De BOER, P.L. (1983): Aspects of Middle Cretaceous pelagic sedimentation in southern Europe; producing and storage of organic matter, stable isotopes, and astronomical influences. - Geol. Ultraiectina, **31**: 112 S..
- DE BOER, P.L. & SMITH, D.G. (1994): Orbital forcing and cyclic sequences. - Spec. Publs. int. Ass. Sediment., **19**: 1-14.
- DECONINCK, J.-F. (1993): Clay Mineralogy of the Late Tithonian-Berriasian deep-sea carbonates of the Vocontian trough (SE France): Relationship with sequence stratigraphy. - Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine, **17**: 223-234.
- DESEGAUX, P., ROURE, F. & VILLEIN, A. (1990): Structural evolution of the Pyrenees: tectonic inheritance and flexural behaviour in the continental crust. - Tectonophysics, **182**: 211-225.
- DIX, G.J. (1989): High-energy, inner shelf carbonate facies along a tide-dominated non-rimmed margin, Northwestern Australia. - Marine Geol. **89**: 347-362.
- DROMART, G., FERRY, S. & ATROPS, F. (1994): Allochthonous deep-water carbonates and relative sea-level changes: the Upper Jurassic-Lowermost Cretaceous of southeast France. - Spec. Publs. int. Ass. Sediment., **18**: 295-305.
- DRUMMOND, C.N. & WILKINSON, B.H. (1992): On the use of cycle thickness diagrams as records of long-term sealevel change during accumulation of carbonate sequences. - J. Geol., **110**: 687-702.
- DUNHAM, R.J. (1962): Classification of carbonate rocks according to depositional texture. - Amer. Ass. Petrol. Geol. Mem., **1**: 108-121.
- EICHENSEER, H. & LUTERBACHER, H. (1992): The marine Paleogene of the Tremp Region (NE Spain)-Depositional sequences, facies history, biostratigraphy and controlling factors. - Facies, **27**: 119-152.
- EINSELE, G., RICKEN, W. & SEILACHER, A. (1991): Cycles and events in stratigraphy - Basic concepts and terms. - In EINSELE, G., RICKEN, W. & SEILACHER, A. (eds.): Cycles and events in stratigraphy: 1-22, Berlin, Heidelberg (Springer).
- ELRICK, M. & READ, J.F. (1991): Cyclic Ramp-to-basin Carbonate Deposits, Lower Mississippian, Wyoming and Montana; A Combined Field and Computer Modelling Study. - J. Sediment. Petrol. **61**: 1194-1224.

- EMBRY, A.F. & KLOVEN, J.E. (1972): Absolute water depth limits of late Devonian paleoecological zones. - *Geol. Rdsch.*, **61**: 672-686.
- ENGESER, T. & SCHWENTKE, W. (1986): Towards a new concept of the tectogenesis of the Pyrennes. - *Tectonophysics* **129**: 233-242.
- ENOS, P. (1974): Reefs, Platforms, and Basins of Middle Cretaceous in Northeast Mexico. - *Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, **58**: 800-809.
- ENOS, P. & SAWATZKY, L.H. (1981): Pore networks in Holocene carbonate sediments. - *J. Sediment. Petrol.*, **51**: 961-985.
- ESQUEVIN, J., FOURNIÉ, D. & LESTANG, J. DE (1971): Les séries de l'aptien et de l'albien des régions Nord-Pyrénéennes et du Sud Aquitaine. - *Bull. Centre Rech. Pau-SNPA*, **5**: 87-151.
- FAHRAEUS, L.E., SLATT, R.M. & NOWLAN, G.S. (1974): Origin of carbonate pseudopellets. - *J. Sediment. Petrol.* **44**: 27-29.
- FAULKNER, T.J. (1988): The Shipway Limestone of Gower: sedimentation on a storm-dominated early Carboniferous ramp. - *Geol. J.*, **23**: 85-100.
- FERNÁNDEZ-MENDIOLA, P.A. & GARCÍA-MONDÉJAR, J. (1989): Evolution of a Mid-Cretaceous carbonate platform, Gorbea (northern Spain). - *Sediment. Geol.*, **64**: 11-126.
- FERNÁNDEZ-MENDIOLA, P.A. & GARCÍA-MONDÉJAR, J. (1990): Mid-Cretaceous palaeogeographical evolution of the central Basque-Cantabrian Basin (northern Spain). - *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **81**: 115-126.
- FERNÁNDEZ-MENDIOLA, P.A. & GARCÍA-MONDÉJAR, J. (1991): Depositional history of the Aptian-Albian carbonate platforms: Aitzgorri Massif, northern Spain. - *Cretaceous Research*, **12**: 293-320.
- FISCHER, A.G. & BOTTJER, D.J. (1991): Orbital forcing and sedimentary sequences. - *J. Sediment. Petrol.*, **69**: 1063-1069.
- FISCHER, A.G., DE BOER, P.L. & PREMOLI SILVA, I. (1990): Cyclostratigraphy. - In: BEAUDOIN, B. & GINSBURG, R. (eds.): *Cretaceous Resources, Events and Rhythms: Background and Plans for Research: NATO ASI Theories*: 139-172; Dordrecht (Kluwer).
- FISCHER, A. G., HERBERT, T.D., NAPOLEONE, G., PRELOMI SILVA, I. & RIPEPE, M. (1991): Albian Pelagic Rhythms (Piobbico Core). - *J. Sediment. Petrol.* **61**: 1164-1172.
- FLÜGEL, E. (1982): *Microfacies analysis of limestones*. - 634S.; 78 Figs., 53 Pl.; 8Tabl.; Berlin, Heidelberg, New York (Springer).
- FOLK, R.L. (1962): Spectral subdivision of limestone types. - *Amer. Ass. Petrol. Geol. Mem.*, **1**: 62-84; Tulsa, Oklahoma.
- FOLK, R.L. (1965): Some aspects of recrystallization in ancient limestones. - In PRAY, L.C. & MURRAY, R.C. (eds.): *Dolomitization and limestone diagenesis*. - *Soc. Econ. Palaeont. Min. Spec. Publ.*, **13**: 14-48.
- FOLK, R.L. (1974): The natural history of crystalline calcium carbonate: effect of magnesium content and salinity. - *J. Sediment. Petrol.*, **44**: 40-53.
- FÜCHTBAUER, H. (1988): *Sedimente und Sedimentgesteine. Sediment-Petrologie II*. - 4. Aufl., 1141 S., 660 Abb., 113 Tab.; Stuttgart (Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung).
- GARCIA SENZ, J.M., BERÁSTEGUI, X., CAUS, E. & LOSANTOS, M. (1991): La Cuenca de Organya. Estratigrafía. - IN BERÁSTEGUI, X. & LOSANTOS, M. (eds.): *El Cretácico inferior de la Cuenca de Organya (Lamina Cabagante de Boixols)*. - III Coloquio del Cretácico de España. Organya, del 1 al 5 de Septiembre de 1991; Exkursionsführer.
- GARCÍA-MONDÉJAR, J. (1990): The Aptian-Albian carbonate episode of the Basque-Cantabrian Basin (northern Spain): general characteristics, controls and evolution. - *Spec. Publs. int. Ass. Sediment.*, **9**: 257-290.
- GARCÍA-MONDÉJAR, J. & FERNÁNDEZ-MENDIOLA (1993): Sequence Stratigraphy and Systems Tracts of a Mixed Carbonate and Siliciclastic Platform-Basin Setting: The Albian of Lunada and Soba, Northern Spain. - *Amer. Ass. Petrol. Geol.*, **77**: 245-275.

- GARRIDO-MEGIAS, A. (1972): Sobre la colocación del manto de Pedraforca y sus consecuencias: Una nueva unidad tectónica independiente, "El Manto del Montsec". (Vertiente surpirenaica Huesca-Lérida.) - *Boletín Geológico y Minera*, **83**: 242-248.
- GARRIDO-MEGIAS, A. & RIOS ARAGÜES, L.M. (1972): Síntesis geológica del Secundario y Terciario entre los ríos Cinca y Segre (Pirineo Central de la vertiente sur pirenaica, provincias de Huesca y Lérida). - *Boletín Geológico y Minera*, **83**: 1-47.
- GERDES, G. & KRUMBEIN, W.E. (1982): Biolaminated deposits. - *Lec. Notes Earthsci.*, **51**: 183 S.; Berlin (Springer).
- GISCHLER, E., GRÄFE, K.-U., WIEDMANN, J. (1994): The Upper Cretaceous *Lacazina* Limestone in the Basco-Cantabrian and Iberian Basins of Northern Spain: Cold-water grain associations in warm-water environments. - *Facies*, **30**: 209-246.
- GLOVER, E.D. & PRAY, L.C. (1971): High-magnesium calcite and aragonite cementation within modern subtidal sediment grains. - In BRICKEN, O.P. (ed.): *Carbonate Cements*. - John Hopkins Stud. in Geol., **19**: 80-87; Baltimore (John Hopkins Press).
- GOLDHAMMER, R.K., DUNN, P.A. & HARDIE, L.A. (1987): High frequency glacio-eustatic sea-level oscillations with Milankovitch characteristics recorded in Middle Triassic platform carbonates in northern Italy. - *Amer. J. Sci.*, **287**: 853-892.
- GOLDHAMMER, R.K., DUNN, P.A., & HARDIE, L.A. (1990): Depositional cycles, composite sea-level changes, cycle stacking patterns, and their hierarchy of stratigraphic forcing: examples from Alpine Triassic platform carbonates. - *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **102**: 535-562.
- GOLDHAMMER, R.K. & HARRIS, M.T. (1989): Eustatic controls on the stratigraphy and geometry of the Latemar Buildup (Middle Triassic) of the Dolomites of northern Italy. - In: CREVELLO, P.D., WILSON, J.C., SARG, J.F. & READ, J.F. (eds): *Controls on carbonate platform and basin development*, Soc. Econ. Palaeont. Min. Spec. Publ., **44**: 323-338.
- GRÄFE, K.-U. & WIEDMANN, (1993): Sequence stratigraphy in the Upper Cretaceous of the Basco-Cantabrian Basin (northern Spain). - *Geol. Rundsch.*, **82**: 327-361.
- GRÖTSCH, J. (1994): Guilds, cycles and episodic vertical aggradation of a reef (late Barremian to early Aptian, Dinaric carbonate platform, Slovenia). - *Int. Ass. Sediment. Spec. Publs.*, **19**: 227-242.
- GRÖTSCH, J. & FLÜGEL, E. (1992): Facies of sunken Early Cretaceous atoll reefs and their capping Late Albian drowning succession (Northwestern Pacific). - *Facies*, **27**: 153-174.
- HALLEY, R.B., HARRIS, P.M. & HINE, A. C. (1983): Bank Margin Environment. - In SCHOLLE, P.A., BEBOUT, D.G. & MOORE, C.H. (eds.): *Carbonate Depositional Environments*, Amer. Ass. Petrol. Geol. Mem., **33**: 463-506.
- HAQ, B.U., HARDENBOL, J. & VAIL, P.R. (1987): Chronology of fluctuating sea-level since the Triassic. - *Science*, **235**: 1156-1167. HAQ, B.U., HARDENBOL, J. & VAIL P.R. (1988): Mesozoic and Cenozoic Chronostratigraphy and Eustatic Cycles. - In WILGUS, C.K., HASTINGS, B.S. POSAMENTIER, H., VAN WAGONER, J.C., ROSS, C.A. & KENDALL C.G.S.C. (eds.): *Sea-Level Changes: An Integrated Approach*. Soc. Econ. Palaeont. Min. Spec. Publ., **42**: 71-108.
- HARTMAN, W.D. & GOREAU, T.F. (1970): Jamaican coralline sponges: their morphology, ecology and fossil relatives. - *Symposia, Zool. Soc. London*, **25**: 205-243.
- HARTMAN, W.D. & GOREAU, T.F. (1975): A pacific tabulate spone, living representative of a new order of sclerosponges. - *Postilla* **167**, 21 S.
- HEIM, D. (1990): Tone und Tonminerale. - 152 S.; Stuttgart (Enke).
- HOEDEMAEKER, J., COMPANY, M., AGUIRRE-URRETA, M.E., AVRAM, E., BOGDANOVA, T.N., BUJTOR, L., BULOT, L., CECCA, F., DELANOY, G., ETTACHFINI, M., MEMMI, L., OWEN, H.G., RAWSON, P.F., SANDOVAL, J., TAVERA, J.M., THIEULOY, J.P., TOVBINA, S.Z. & VASICEK, Z. (1993): Ammonite zonation for the Lower Cretaceous of the Mediterranean region; basis for the stratigraphic correlation within IGCP-Project 262. - *Revista Española de Paleontología*, **8**: 117-120.
- HÖFLING, R. (1985): Faziesverteilung und Fossilvergesellschaftung im karbonatischen Flachwassermilieu der alpinen Oberkreide (Gosau).- *Münchner Geowiss. Abh., Reihe A*, **3**: 241 S.

- HUNT, D. & TUCKER, M.E. (1993): Sequence stratigraphy of carbonate shelves with an example from the mid-Cretaceous (Urgonian) of southeast France. - *Spec. Publ. int. Ass. Sediment.*, **18**: 307-343.
- JENKINS, G.M. & WATTS, D.G. (1968): *Spectral analysis and its application*. - 525 S.; San Francisco (Holden Day).
- JIMENEZ DE CISNEROS, C. & VERA, J.A. (1993): Milankovitch cyclicity in Purbeck peritidal limestones of the Prebetic (Berriasian, southern Spain). - *Sedimentology*, **40**: 513-537.
- JOACHIMSKI, M.M. (1991): Stabile Isotopen (C,O) und Geochemie der Purbeck-Mikrite in Abhängigkeit von Fazies und Diagenese (Berriasian/Schweizer und Französischer Jura, Südengland). - *Er-langer geol. Abh.*, **119**: 1-114.
- KARWATH, B. (1994): Geologische Kartierung im Mesozoikum der zentralen Südpirenen (Provinz Lérida, Nordost-Spanien). - *Diplomkartierung Univ. Bremen*, unveröff., 87 S.
- KINSMAN, D.J.J. (1969): Interpretation of Sr concentrations in carbonate minerals and rocks. - *J. Sediment. Petrol.*, **39**: 485-508.
- KOCH, R. & BAUSCH, W.M. (1989): Überblick über die stratigraphisch-palynologischen, sedimentologisch-mikrofaziellen und mineralogisch-geologischen Untersuchungen am Kernmaterial der Bohrung Saulgau GB 3. - *Abh. geol. Landesamt Baden-Württemberg*, **13**: 181-198.
- KUSS, J. & SCHLAGINTWEIT, F. (1988): Facies and Stratigraphy of Early to Middle Cretaceous (Late Aptian - Early Cenomanian) Strata from Northern Rim of the African Craton (Gebel Maghara - Sinai, Egypt). - *Facies*, **19**: 77-95.
- LAND, L.S. & DUTTON, S.P. (1978): Cementation of a Pennsylvanian deltaic sandstone: Isotopic data. - *J. Sediment. Petrol.*, **48**: 1167-1176.
- LASEMI, Z. & SANDBERG, P.A. (1983): Recognition of original mineralogy in ancient micrites. - *Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, **67**: 499-500.
- LASEMI, Z. & SANDBERG, P.A. (1984): Transformation of aragonite-dominated lime muds to microcrystalline limestones. - *Geology*, **12**: 420-423.
- LEINFELDER, R.R. (1986): Facies, stratigraphy and paleogeography analysis of Upper ? Kimmeridgian to Upper Portlandian sediments in the environments of Arruda dos Vinhos, Estremadura, Portugal. - *Münchner geowiss. Abh. (A)*, **7**: 1-216.
- LEMOINE, M. (1925): Mélobésiées de l'aptien et de l'albien. - *Bull. Soc. géol. France*, **25**: 3-10.
- LENOBLE, J.L. & CANÉROT, J. (1993): Sequence stratigraphy of the Clansayésien (uppermost Aptian) formations in the western Pyrenees (France). - *Int. Ass. Sediment. Spec. Publ.*, **18**: 283-294.
- LLOYD, R.M., PERKINS, R.D. & KERR, S.D. (1987): Beach and shoreface ooid deposition on shallow interior banks. Turks and Caicos Islands, British West Indies. - *J. Sediment. Petrol.*, **57**: 976-982.
- LOEBLICH, A.R. & TAPPAN, H. (1988): Foraminiferal genera and their classification. - Vol 1 (Text) 970 S., Vol. 2 (847 Plates.); New York (Van Nostrand Reinhold Company).
- LONGMAN, M.W. (1977): Factors controlling the formation of microspar in Bromide Formation. - *J. Sediment. petrol.*, **47**: 347-350.
- LONGO, G., D'ARGENIO, B., FERRERI, V. & IORIO, M. (1994): Fourier evidence for high-frequency astronomical cycles recorded in Early Cretaceous carbonate platform strata, Monte Maggiore, southern Apennines, Italy. - *Int. Ass. Sediment. Spec. Publ.*, **19**: 77-85.
- LOREAU, J.P. & PURSER, B.H. (1973): Distribution and ultrastructure of Holocene ooids in the Persian Gulf. - In PURSER, B.H. (ed.): *The Persian Gulf*: 279-328; Berlin (Springer).
- LOUCKS, R.G. & BEBOUT, D.G. (1984): Shelf-interior carbonate grainstone shoals: Lower Cretaceous Persall Formation, South Texas. - In HARRIS, P.M. (ed.): *Carbonate Sands: a Core Workshop*. - Soc. Econ. Paleont. Miner. Core Workshop 5, 334-364.
- MALOD, J.A. & MAUFFRET, A. (1990): Iberian plate motions during the Mesozoic. - *Tectonophysics*, **184**: 261-278.

- MANGIEZ, F. & RAT, P. von (1972): Les Foraminifères des formations à spongiaires et Tritaxia dans l'aptien-albien cantabrique (Espagne). - *Revista Española de Micropaleontología*, Numero extraordinario, **15**: 159-178.
- MARKELLO, J.R. & READ, J.F. (1981): Carbonate ramp to deeper shale shelf transitions of an Upper Cambrian intrashelf basin, Nolichucky Formation, southwest Virginia Appalachians. - *Sedimentology*, **28**: 573-597.
- MARTINEZ, R. (1982): Ammonoideos Cretácicos del Prepirineo de la Provincia de Lleida. - Tesis Doct. Barcelona, Publicaciones de Geología. Univ. Auton. Barcelona, **17**: 198 S.
- MASSON, D.G. & MILES, P.R. (1984): Mesozoic seafloor spreading between Iberia, Europe and North America. - *Marine Geology*, **56**: 279-287.
- MATTAUER, M. (1985): Présentation d'un modèle lithosphérique de la chaîne des Pyrénées. - *C.R. Acad. Sci. Paris*, **300**: 71-74.
- MCILREATH, I.A. & JAMES, N.P. (1979): Carbonate slopes. - In WALKER, R.G. (ed.): *Facies Models*, Geoscience Canada Reprint Ser. **1**, 2nd edition: 245-257.
- MEY, P.H.W. (1968): Geology of the upper Ribagorzana and Tor Valley, Central Pyrenees, Spain. - *Leidse Geol. Medel.*, Leiden, **41**: 229-292.
- MEY, P.H.W., NAGTEGAAL, P.J.C., ROBERTI, K.H. & HARTEVELT, J.J.A. (1968): Lithostratigraphic subdivision of Post-Hercynian deposits in the South Central Pyrenees, Spain. - *Leidse Geol. Medel.*, Leiden, **41**: 221-228.
- MISIK, M. (1979): Jurassic and Cretaceous algae (dasycladales excepted) from the West Carpathians. - *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine*, **3**: 705-712.
- MITCHUM, R.M., VAIL, P.R. & THOMPSON, S. (1977): The depositional sequence as basic unit for stratigraphical analysis (Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 2). - In : PAYTON, C.E. (ed.): *Seismic stratigraphy- applications to hydrocarbon exploration*. Amer. Ass. Petrol. Geol. Mem., **26**: 53-62.
- MONGIN, D., PEYBERNÈS, B., SOUQUET, P. & THOMEL, G. (1983): Le gisement vracconien (Albien supérieur) de la Selva de Bonansa (Pyrénées espagnoles): Intérêt stratigraphique, paléocéologique et paléobiogéographique. - *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **41**: 45-63.
- MONTY, C.L. & HARDIE, L.A. (1976): The geological significance of freshwater blue-green algal calcareous marsh. - *Develop. Sedimentology*, **20**: 447-477.
- MOSHIER, S.O. (1989): Microporosity in micritic limestones: a review. - *Sediment. Geol.*, **63**: 191-213.
- MOULLADE, M. (1966): Étude stratigraphique et micropaléontologique du Crétacé Inférieur de la "Fosse Vocontienne". Tome 1 & 2. - *Doc. Lab. géol. Fac. Sci. Lyon*, **15**: 1-369.
- MÜLLER, A.H. (1963): *Lehrbuch der Paläozoologie*. Bd. II/1 Protozoa-Mollusca 1. - 2. Aufl., 574 S.; Jena.
- MÜLLER, G. (1971): Gravitational cement: An indicator for the vadose zone of the subaral environment. - In BRICKEN, O.P. (ed.): *Carbonate Cements*. - John Hopkins Stud. in Geol., **19**: 301-302; Baltimore (John Hopkins Press).
- NEUGEBAUER, J. (1975): Fossil-Diagenese in der Schreibkreide. Coccolithen. - *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1975**: 489-502.
- NEUMANN, C. & LAND, L.S. (1975): Lime mud deposition and calcareous algae in the Bight of Albaco, Bahamas: a budget. - *J. Sediment. Petrol.*, **45**: 763-786.
- NEUWEILER, F. (1993): Development of Albian Microbialites and Microbialite Reefs at Marginal Platform Areas of the Vasco-Cantabrian Basin (Soba Reef Area, Cantabria, N. Spain). - *Facies*, **29**: 231-250.
- NEUWEILER, F. & REITNER, J. (1992): Karbonatbänke mit *Lithocodium aggregatum* ELLIOT / *Bacinella irregularis* RADOICIC. - *Berliner geowiss. Abh.* **3**: 273-293.
- NEWELL, N.D., RIGBY, J.K., FISCHER, A.G., WHITEMAN, A.J., HICKON, J.E. & BRADLEY, J.S. (1953): The Permian Reef Complex of the Guadalupe Mountains Region, Texas and New Mexico. - 236 S., San Francisco (Freeman).

- NOÉ, S. (1993): Zyklusstratigraphie und Foraminiferen-Palökologie in pelagischen Sedimentationszyklen des Apt/Alb im Umbrisch-Marchischen Apennin (Mittelitalien). - *Zitteliana*, **20**: 179-211.
- NYONG, E.E. & OLSSON, R.K. (1984): A paleoslope model of Campanian to Lower Maastrichtian foraminifera in the North American Basin and adjacent continental margin. - *Marine Micropaleont.*, **8**: 437-477.
- ODIN, G.S. & MATTER, A. (1981): De glauconiarium origine. - *Sedimentology*, **28**, 611-641.
- PEYBERNÈS, B. (1976): Le Jurasique et le Crétacé inférieur des Pyrénées franco-espagnoles entre la Garonne et la Méditerranée. - Thèse Doct. Univ. Toulouse Paul-Sabatier, 459 S., Imp. CRDP; Toulouse.
- PEYBERNÈS, B. & SOUQUET, P. (1984): Basement blocks and tecto-sedimentary evolution in the Pyrenees during Mesozoic times. - *Geological Magazine*, **121**: 397-405.
- PHILIP, J. (1972): Paléoécologie des formations à rudistes du Crétacé supérieur - L'exemple du Sud-Est de la France. - *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **12**: 205-222, 4 Fig.; Amsterdam.
- PLAS, L. van der & TOBI, A.C. (1965): A chart for judging the reliability of point-counting results. - *Amer. J. Sci.*, **263**: 87-90.
- POKORNY, V. (1958): Grundzüge der zoologischen Mikropaläontologie, I, 582 S.; II, 453 S.; Berlin (VEB Dtsch. Verlag d. Wiss.).
- PORTHAULT, B. (1979): Profile géochimique de la plate-forme Urgovienne au Bassin Vocontien (sud-est de la France). - *Géobios, Mémoire Special*: 347-359.
- PRATT, B.R. & SMEWING, J.D. (1993): Early Cretaceous platform-margin configurations and evolution in the Central Oman Mountains, Arabian Peninsula. - *Amer. Ass. Petrol. geol. Bull.*, **77**: 225-244.
- PUIGDEFÀBREGAS, C. & SOUQUET, P. (1986): Tecto-sedimentary cycles and depositional sequences of the Mesozoic and Tertiary from the Pyrenees. - *Tectonophysics*, **129**, 173-203.
- PURSER, B. (1973): Sedimentation around bathymetric highs in the southern Persian Gulf. - In PURSER (ed.): *The Persian Gulf: Holocene Carbonate Sedimentation and Diagenesis in a Shallow Epicontinental Sea.*, 335-343; Berlin (Springer).
- RAT, P. von (1989): The Iberian Cretaceous: Climatic Implications. - In WIEDMANN, J. (ed.): *Cretaceous of the Western Tethys, Proceedings of the 3rd Intern. Cretaceous Symp. Tübingen 1987*, 17-25; Stuttgart (E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung).
- RAWSON, P.F., CURRY, D., DILLEY, F.C., HANCOCK, J.M., KENNEDY, W.J., NEALE, J.W., WOOD, C.J. & WORSSAM, B.C. (1978): Cretaceous. - *Geological Society of London Special Report*, **9**: 70 S.
- READ, J.F. (1985): Carbonate platform facies models. - *Bull. Am. Ass. Pet. Geol.*, **69**: 1-21.
- REID, R.P., MACINTYRE, I.G. & POST, J.E. (1992): Micritized skeletal grains in northern Belize Lagoon: A major source of Mg-calcit mud. - *J. Sediment. Petrol.*, **62**: 145-156. et al. (1992).
- REIJMER, J.J.G. (1991): Sea level and sedimentation on the flanks of carbonate platforms. - Ph.D. Dissertation Vrije Universiteit Utrecht, 162 pp., Utrecht.
- REIJMER, J.J.G. & EVERAAS, J.S.L. (1991): Carbonate Platform Facies Reflected in Carbonate Basin Facies (Triassic, Northern Calcareous Alps, Austria). - *Facies*, **25**, 253-278.
- REIJMER, J.J.G., SPRENGER, A., TEN KATE, W.G.H.Z., SCHLAGER, W. & KRISTYN, L. (1994): Periodicities in the composition of Late Triassic calciturbidites (Eastern Alps, Austria). - *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, **19**: 323-343.
- REITNER, J. (1987): Mikrofazielle, palökologische und paläogeographische Analyse ausgewählter Vorkommen flachmariner Karbonate im basko-kantabrischen strike-slip-fault-Beckensystem (Nordspanien) an der Wende von der Unterkreide zur Oberkreide. - *Documenta naturae* **40**: 1-239.
- RICKEN, W. & EDER, W. (1991): Diagenetic modification of calcareous beds. - In EINSELE, G., RICKEN, W. & SEILACHER, A. (Eds.): *Cycles and Events in Stratigraphy*: 431-463; Berlin, Heidelberg (Springer).

- ROBINSON, P. (1980): Determination of calcium, magnesium, manganese, strontium, sodium and iron in the carbonate fraction of limestones and dolomites. - *Chem. Geol.*, **28**: 135-146.
- ROSELL SANUY, J. (1963): Sobre la existencia de la discordancia prececanomaniense en el prepirineo de la provincia de Lérida. - *Notas y Comuns. Inst. Geol. y Minero de España*, **72**: 71-80.
- ROSELL SANUY, J. (1967): Estudio geológico del sector del Prepirineo comprendido entre los ríos Segre y Noguera Ribagorçana. - Tesis doctoral Univ. Barcelona. - In *Pirineos*, **75-78**: 1-225.
- ROSELL, J. & LLOMBART, C. (1982): Pirineo. - In GARCÍA, A. (ed.): *El Cretácico de España*, Univ. Complutense: 161-198; Madrid.
- ROSS, D.J. (1992): Sedimentology and depositional profile of a mid-Cretaceous shelf edge rudist reef complex, Nahal Ha'mearot, northwestern Israel. - *Sediment. geol.*, **79**: 161-172.
- ROURE, F., CHOUKROUNE, M.P., BERÁSTEGUI, X., MUÑOS, J.A., VILLIEN, A., MATHERON, P., BAREYT, M., SEGURET, M., CAMARA, P. & DERAMOND, J. (1989): ECORS deep seismic and balanced cross sections: Geometric constraints on the evolution of the Pyrenees. - *Tectonics*, **8**: 41-50.
- SANDBERG, P.A. (1984): Recognition criteria of calcitized skeletal and non skeletal aragonite. - *Palaeontogr. Amer.*, **54**: 272-281.
- SARG, J.F. (1988): Carbonate sequence stratigraphy. - In WILGUS, C.K., HASTINGS, B.S., POSAMENTIER, H., VAN WAGONER, J.C., ROSS, C.A. & KENDALL, C.G.S.C. (eds.): *Sea-Level Changes: An Integrated Approach*. Soc. Econ. Palaeont. Min. Spec. Publ., **42**: 155-181.
- SCHLAGER, W. (1991): Depositional bias and environmental change - important factors in sequence stratigraphy. - *Sediment. Geol.*, **70**: 109-130.
- SCHLAGER, W. (1992): Sedimentology and sequence stratigraphy of reefs and carbonate platforms. - *Amer. Ass. Petrol. Geol., Cont. Educ. Course Note Ser.*, **34**: 71 S.
- SCHLAGINTWEIT, F. (1991): Allochthone Urgonkalke im Mittleren Abschnitt der Nördlichen Kalkalpen: Fazies, Paläontologie und Paläogeographie. - *Münchener Geowiss. Abh., Reihe A*, **20**: 119 S.
- SCHLAGINTWEIT, F. & WEIDICH, K.F. (1991): Fazies, Alter und Herkunft kretazischer Olitholithe (Alb-Turon) der Branderfleck-Schichten (Cenoman-Coniac) der Lechtal-Decke in den Nördlichen Kalkalpen. - *Z.d.t. geol. Ges.* **142**: 229-249.
- SCHÖLLHORN, E. (1992): Biogene Sedimentation an einem Rampen-Transekt des Apt/Alb in den mittleren Südpirenen. - *Berichte aus dem Fachbereich Geowissenschaften, Univ. Bremen*, **30**: 277-287.
- SCHÖLLHORN, E. (1994): Steuerungsfaktoren biogener Sedimentation an Rampen-Transekten im Apt der katalonischen Pyrenäen. Die Entwicklung von Biokonstruktionen auf einer Karbonatrampe im oberen Apt. - *Diss. Univ. Bremen, unveröff.*, 156 S.
- SCHÖNWIESE, C.J. (1985): *Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler*. - 231 S.; Berlin, Stuttgart (Gebr. Borntraeger).
- SCHRAMM, J. (1993): Geologische Kartierung im Mesozoikum der mittleren Südpirenen (Provinz Lérida, NE-Spanien). - *Diplomarbeit Univ. Bremen, unveröff.*, 90 S.
- SCHRÖDER, R. & NEUMANN, M. (eds.) (1985): *Les grands foraminifères du Crétacé moyen de la région méditerranéenne*. - *Géobios, Mém. Spéc.* **7**: 156 S..
- SCHUCHARD-FICHER, C., BACKHAUS, K., HUMME, U., LOHRBERG, W., PLINKE, W. & SCHREINER, W. (1982): *Multivariate Analysemethoden*. - 2. verb. Aufl.; Berlin (Springer).
- SCHWARZACHER, W. & HAAS, J. (1986): Comparative statistical analysis of some Hungarian and Austrian Upper Triassic peritidal carbonate sequences. - *Acta Geol. Hungarica*, **29**: 175-196.
- SCHWENKE, M. (1993): Geologische Kartierung des Westteils des Val Cabó (Provinz Lérida / mittlere Südpirenen / NE-Spanien) unter besonderer Betrachtung der Sedimentationsentwicklung im Apt / Alb. - *Diplomkartierung Univ. Bremen, unveröff.*, 99 S.
- SCHWENTKE, W. & KUHN, W. (1992): Subsidence history and continental margin evolution of the Western Pyrenean and Basque Basins. - *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **95**: 297-318.
- SCOFFIN, T.P. (1987): *An introduction to carbonate sediments and rocks*. - 274 S.; Oslo (Blackie).

- SCOTT, R.W. (1990): Models and stratigraphy of Mid-Cretaceous reef communities, Gulf of Mexico. - *SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology*, 2: 102 S.
- SCOTT, R.W., FROST, S.H. & SHAFFER, B.L. (1988): Early Cretaceous Sea-level Changes, Gulf Coast and Southeastern Arabia. - In WILGUS, C.K., HASTINGS, B.S., POSAMENTIER, H., VAN WAGONER, J.C., ROSS, C.A. & KENDALL, C.G.S.C. (eds.): *Sea-Level Changes: An Integrated Approach*. Soc. Econ. Palaeont. Min. Spec. Publ., 42: 275-284.
- SÉGURET, M. (1969a): Contribution à l'étude de la tectonique sud-pyrénéenne: sur le style et l'importance des déplacements vers le Sud des séries secondaires et tertiaires de la partie centrale du versant sud des Pyrénées. - *C.R. Acad. Sci. Paris*, 268: 907-910.
- SÉGURET, M. (1969b): La nappe de la Pedraforca: nouvelle unité alloctone du versant sud des Pyrénées. - *C.R. Acad. Sci. Paris*, 269: 552-555.
- SÉGURET, M. (1970): Étude tectonique des nappes et séries décollées de la partie central du versant sud des Pyrénées. - Thèse doct. Fac. Sci. Montpellier, 155 S.; Montpellier.
- SÉGURET, M. (1972): Étude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud Pyrénées. - *Publ. Ustela. Sér. Géol. Struct.* 2: 155 S.; Montpellier.
- SÉGURET, M. & DAIGNIÈRES, M. (1985): Coupes balancées d'échelle crustale de Pyrénées. - *C.R. Acad. Sci. Paris, Sér. II*, 301: 341-346.
- SÉGURET, M. & DAIGNIÈRES, M. (1986): Crustal scale balanced cross-sections of the Pyrenees; discussion. - *Tectonophysics*, 129: 303-318.
- SELLWOOD, B.W. (1986): Shallow- marine carbonate environment. - In READING, H.G. (ed.): *Sedimentary Environments and Facies*. 283-343; Oxford (Blackwell).
- SELLWOOD, B.W., SCOTT, J., MICKELSEN, P. & AKROYD, P. (1985): Stratigraphy and sedimentology of the Great Oolite Group in the Humbly Grove oilfield, Hampshire. - *Mar. Pet. Geol.*, 2: 44-55.
- SEYFRIED, H. (1980): Über die Bildungsbereiche mediterraner Jurasedimente am Beispiel der Betischen Kordillere (Südost Spanien). - *Geol. Rundsch.*, 69: 149-178.
- SHINN, E.A., LIDZ, B.H. & HOLMES, C.W. (1990): High-energy carbonate sand accumulations, the Quicksands, Southwest Florida Key. - *J. Sediment. Petrol.*, 60: 952-967.
- SIEVER, R. (1962): Silica solubility, 0°-200°C, and the diagenesis of siliceous sediments. - *J. Geol.*, 70: 127-150.
- SIMO, A. (1989): Upper Cretaceous platform-to-basin depositional-sequence development, Tremp Basin, South-Central Pyrenees, Spain. - *Soc. Econ. Paleont. Miner. Spec. Publ.*, 44: 365-378.
- SLITER, W.H. & BAKER, R.A. (1972): Cretaceous bathymetric distribution of benthic foraminifera. - *J. Foram. Res.* 2: 167-183.
- SOLE SUGRAÑES, L. (1970): Estudio geológico del Prepirineo entre los ríos Segre y Llobregat. - tesis doctoral Univ. Barcelona, 495 S.; Barcelona.
- SOLE SUGRAÑES, L. (1971): Estudio geológico del Prepirineo español entre los ríos Segre y Llobregat (resumen). - *Acta Geol. Hisp.*, 6: 8-12.
- SOLE SUGRAÑES, L. (1983): Discussion about the emplacement of some of the Southern Pyrenees nappes (Spain). - *Acta Geol. Hispánica*, 18: 47-53.
- SOLE SUGRAÑES, L. & SOUQUET, P. (1980): Introduction. - In *Itinéraires Géologiques, Aquitaine, Langedoc, Pyrénées*. - *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine, Mém.*, 3: 159-163.
- SOUQUET, P. (1967): Le Crétacé supérieur Sud-pyrénéen en Catalogne, Aragón et Navarre. - Thèse doctorat Fac. Sci. Toulouse, 529 S.; Toulouse.
- SOUQUET, P., BILOTTE, M., CANÉROT, J., DEBROAS, E.-J., PEYBERNÈS, B. & REY, J. (1975): Nouvelle interprétation de la structure des Pyrénées. - *C.R. Acad. Sc. Paris, Serie D*, 281: 609-612.
- SOUQUET, P. & PEYBERNÈS, B. (1991): Stratigraphie séquentielle du cycle albien dans les Pyrénées franco-espagnoles. - *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine*, 15: 195-213.

- SRIVASTAVA, S.P., ROEST, W.R., KOVACS, L.C., OAKLEY, G., LÉVESQUE, S., VERHOEF, J. & MACNAB, R. (1990): Motion of Iberia since Late Jurassic: Results from detailed aeromagnetic measurements in the Newfoundland basin. - *Tectonophysics*, **184**: 229-260.
- STEINEN, R.P. (1978): On diagenesis of lime mud: scanning electron microscope observations of sub-surface material from Barbados. - *J. Sediment. Petrol.*, **48**: 1139-1148.
- STEINEN, R.P. (1982): SEM observations on the replacement of Bahamian aragonite mud by calcite. - *Geology*, **10**: 471-475.
- STOCKMANN, K.W., GINSBURG, R.N. & SHINN, E.A. (1967): The production of lime mud by algae in South Florida. - *J. Sediment Petrol.*, **37**: 633-648.
- STRASSER, A. (1988): Shallowing upward sequences in Purbeckian peritidal carbonates (lowermost Cretaceous, Swiss and French Jura Mountains). - *Sedimentology*, **35**: 369-383.
- STROHMENGER, C. & STRASSER, A. (1993): Eustatic controls on the depositional evolution of Upper Tithonian and Berriasian deep-water carbonates (Vocontian Through, SE France). - *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine*, **17**: 183-203.
- SUCHECKI, R.K. (1984): Clay-mineral diagenesis of the Tuscaloosa Sandstone: implications of hydrogen isotopes. - *Clay Miner. Soc. Prog. with Abs.*, **113**; Baton Rouge.
- TOTMAN PARRISH, J. & CURTIS, R.L. (1982) Atmospheric circulation, upwelling, and organic-rich rocks in the Mesozoic and Cenozoic eras. - *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **40**: 31-66.
- TUCKER, M.E., CALVET, F. & HUNT, D. (1993): Sequence stratigraphy of carbonate ramps: systems tracts, models and application to the Muschelkalk carbonate platform of eastern Spain. - *Int. Ass. Sediment. Spec. Pubs.*, **18**: 397-415.
- TUCKER, M.E. & WRIGHT, V.P. (1990): *Carbonate Sedimentology*. - 482 S.; Oxford (Blackwell Scientific Publications).
- VAIL, P.R., AUDEMARD, F., BOWMAN, S.A., EISNER, P.N. & PERZ-CRUZ, C. (1991): The Stratigraphic Signatures of Tectonics, Eustasy and Sedimentology - an Overview. - In EINSELE, G., RICKEN, W. & SEILACHER, A. (eds.): *Cycles and Events in Stratigraphy*: 617-659, Springer, Berlin, Heidelberg.
- VAIL, P.R., MITCHUM, J.R. & THOMPSON, S. (1977): Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 4: Global cycles of relative changes of sea level. - *Amer. Ass. Petrol. Geol. Mem.*, **26**: 83-97.
- VAIL, P.R., VAN WAGONER, J.C., MITCHUM, R.M. & POSAMENTIER, H.W. (1987): Seismic stratigraphy interpretation utilizing sequence stratigraphy. Part 1. Seismic stratigraphy interpretation procedure (VAIL, P.R.). Part 2. The key definitions of sequence stratigraphy (Van WAGONER, J.C., MITCHUM, R.M. POSAMENTIER, H.W. & VAIL, P.R.). - In BALLY A.W. (ed.): *Atlas of seismic stratigraphy*, *Amer. Ass. Petrol. Geol., Stud. geol.*, **27**: 1-14.
- VAN WAGONER, J.C., POSAMENTIER, H.W., MITCHUM, R.M. VAIL, P.R. & SARG, J.F.. (1988): An Overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. - In WILGUS, C.K., HASTINGS, B.S. POSAMENTIER, H., VAN WAGONER, J.C., ROSS, C.A. & KENDALL C.G.S.C. (eds.): *Sea-Level Changes: An Integrated Approach*. *Soc. Econ. Palaeont. Min. Spec. Publ.*, **42**: 39-46.
- VEIZER, J. (1977): Diagenesis of pre-quaternary carbonates as indicated by tracer studies. - *J. Sediment. Petrol.*, **47**: 565-581.
- VEIZER, J. (1983): Chemical diagenesis of carbonates; Theory and application of trace element technique. - In Arthur, M.A., Anderson, T.F., Kaplan, I.R., Veizer, J. & Land, L.S. (eds.): *Stable isotopes in sedimentary geology*; *Soc. Econ. Palaeont. Min. Short Course*; **10**: 1-100.
- VERGÉS, J. (1993): Estudi tectònic del versant sud del Pirineu oriental i central. Evolució cinemàtica en 3D. - Tesis doctoral Univ. de Barcelona (unveröff.), 191 S.; Barcelona.
- VERGÉS, J. & MUÑOS, J.A. (1990): Thrust sequences in the southern central Pyrenees. - *Bull. Soc. géol. France*, (8), VI, 2: 265-271, Paris.
- WAGNER, C.W. & VAN DER TOGT, C. (1973): Holocene sediment types and their distribution in the Southern Persian Gulf. - In PURSER, B.H. (ed.): *The Persian Gulf*: 123-156; Berlin (Springer).

- WALKDEN, G.M. & BERRY, J. R. (1984): Syntaxial overgrowth in muddy crinoidal limestones: Cathodoluminescence sheds a new light on an old problem. - *Sedimentology*, **31**: 251-267.
- WARD, W.C. & BRADY, M.J. (1979): Strandline sedimentation of carbonate grainstone, Upper Pleistocene, Yucatan Peninsula, Mexico. - *Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, **63**: 362-369.
- WARD, W.C., WEIDIE, A. E. & BACK, W. (1985): *Geology and Hydrology of the Yucatan*. 160 S.; New Orleans (Geol. Soc.).
- WEAVER, C. E. (1989): *Clays, Muds, and Shales*. - 819 S.; Amsterdam, Oxford, New York, Tokyo (Elsevier).
- WIGGINS, G. (1986): Geochemical signatures in carbonate matrix and their relation to deposition and diagenesis, Pennsylvanian Marble Falls limestone, Central Texas. - *J. Sediment Petrol.*, **56**: 771-783.
- WILLEMS, H. (1982): Stratigraphie und Tektonik im Bereich der Antiklinale von Boixols-Coll de Nargó - ein Beitrag zur Geologie der Decke von Montsec (zentrale Südpirenen, Nordost-Spanien. - *Frankfurter Geowiss. Arb.*, A, **2**: 336 S..
- WILLEMS, H. (1984): Die Jura- /Kreide-Grenze im Ostteil der Decke von Montsec (Südpirenen, Prov. Lérida). - *Z. dt. geol. Ges.*, **135**: 193-209.
- WILSON, J.L. (1975): *Carbonate facies in geologic history*. - 471 pp.: Berlin, Heidelberg, New York (Springer).
- WITTMANN, S. (1993a): Geologische Kartierung des Ostteils des Vall de Cabó (Provinz Lérida/ mittlere Südpirenen /NE-Spanien) unter besonderer Betrachtung der Sedimentationsentwicklung im Apt/Alb. - Diplomkartierung, Univ. Bremen, unveröff., 69 S.
- WITTMANN, S. (1993b): Mikrofazielle Untersuchungen eines Algen-Schwamm-Bioherms im Ober-Apt/Alb der mittleren Südpirenen, südlich der Ortschaft Boixols (Provinz Lérida). - Diplomarbeit Univ. Bremen, unveröff., 75 S.
- WRAY, J.L. (1977): Calcereous algae. - *Devlop. in Palaeont. and Stratigr.* **4**: 186 S.
- ZIEGLER, M.A. (1967): A study of the Lower Cretaceous facies developments in the Helvetic border chain, North of the Lake of Thun (Switzerland). - *Eclog. Geol. Helvet.* **60**: 509-528.

ANHANG
I. TAFELN

TAFEL 1

Fig. 1: Obere Font Bordonera Formation, oberster Teil der basalen Kalk-Einheit (FB5), oberes Oberapt, Profil Cabo, 110 bis 130 m.
Die Zyklen 5. Ordnung werden im unteren Teil von Mergeln und Kalkmergeln der Outer Ramp und im oberen Teil von Karbonaten der distalen Inner Ramp Fazies gebildet.

Fig. 2: Obere Font Bordonera Formation, Kalk-Mergel-Einheit (FB6), oberes Oberapt, Profil Montanisell, 150 bis 270 m.
Deutlich sind Zyklen 5. Ordnung zu erkennen, die sich im unteren Teil aus Mergeln und im oberen Teil aus Kalkmergeln der Outer Ramp Fazies zusammensetzen. Im Hintergrund sind die Mergel der Lluça Formation (L1, Unteralt) zu erkennen.

Fig. 3: Karbonate der Lluça Formation (L2/1 und L2/2), Unteralt, ca. 2 km im NW von Abella de la Conca.
Die Kalk-Mergel-Zyklen 4. Ordnung zeigen zum Hangenden zunehmenden Karbonatgehalt. Gleichzeitig ist eine Faziesverlagerung in flachermarine Bereiche zu beobachten. Das Profil Abella beginnt ca. in der Mitte der Abfolge.

Fig 4.: Karbonate der Lluça Formation (L2/1 bis L2/3), Unteralt, gleiche Lokalität wie Fig. 3.
An der Basis des größeren Karbonatkomplexes, ungefähr in der Mitte der abgebildeten Sedimentserie, liegt eine Sequenzgrenze. Der Top des Karbonatkomplexes stellt eine Transgressive Surface 3. Ordnung dar.

Fig. 5: Karbonate der Lluça Formation (L2/2 und L2/3), ca. 3 km westlich von Bóixols.
Die Lluça Karbonate verzahnen sich lateral und vertikal mit den Lluça Mergeln (L1 und L3).

TAFEL 1



1



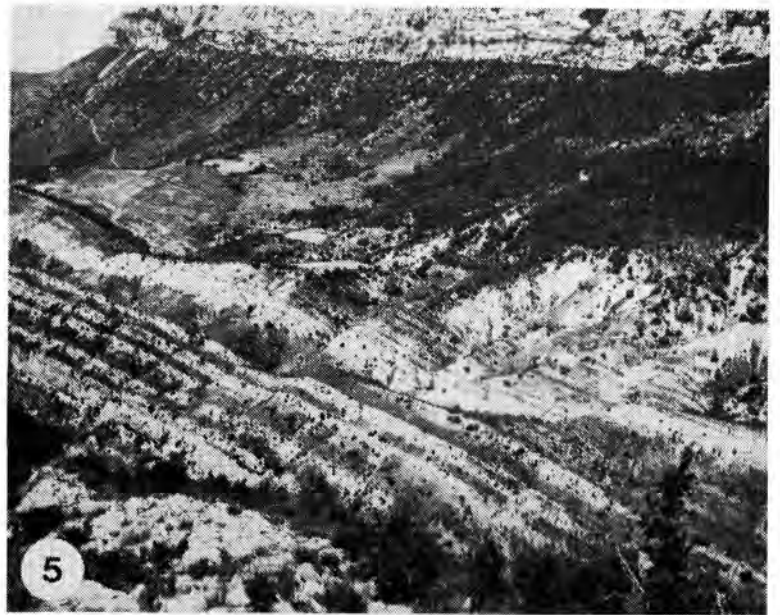
2



3



4

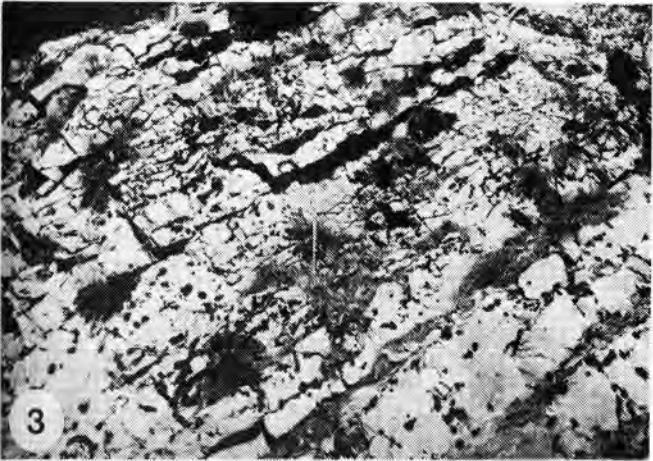
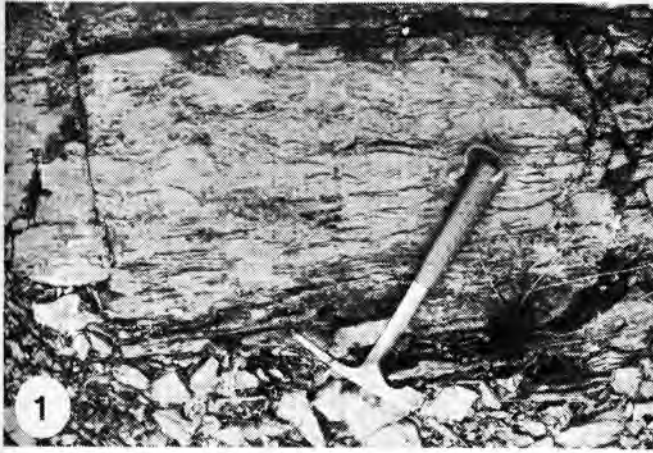


5

TAFEL 2

- Fig. 1:** Siliziklastische Lage an der Basis der Font Bordonera Formation (FB1),
ca. 1 km südwestlich von Senyus.
Kreuzschichtung.
- Fig. 2:** Siliziklastische Lage an der Basis der Font Bordonera Formation (FB1),
ca. 1 km südwestlich von Senyus.
Tepeestruktur.
- Fig. 3:** Obere Font Bordonera Formation, basale Kalkeinheit (FB5),
Profil Pobil, 44 bis 46 m.
Rippelschichtung im Bereich von Inner Ramp Sand Shoals.
- Fig. 4:** Obere Font Bordonera Formation, basale Kalkeinheit (FB5),
Profil Pobil, 97 bis 100 m.
In die Kalkbänke haben sich zwei Channels eingeschnitten (recht und links vom Hammer).
Die Sedimente sind im Bereich der Inner Ramp abgelagert worden.
- Fig. 5:** Obere Font Bordonera Formation, basale Kalkeinheit (FB5),
Profil Pobil, 2,70 bis 4,00 m.
Die Sedimente zeigen planare Schrägschichtung und sind im Bereich von
Sand Shoals in der Inner Ramp entstanden.
- Fig. 6:** Obere Font Bordonera Formation, basale Kalkeinheit (FB5),
Profil Pobil, 98 bis 100 m, Ausschnitt aus Fig. 4.
Erosives Einschneiden eines Channels.
- Fig. 7:** Obere Font Bordonera Formation, basale Kalkeinheit (FB5),
Profil Cabó, 84 bis 85,50 m.
Die Mergel und Kalkmergel der Outer und Mid Ramp sind knollig ausgebildet.
- Fig. 8:** Obere Font Bordonera Formation,
Profil Montanisell.
Der Bildausschnitt beginnt ungefähr am Übergang der untere / obere Font Bordonera
Formation.

TAFEL 2



TAFEL 3

Fig. 1: Feinkörniger Spicula-Detritus-Pelmikrit, Wackestone, MF-Typ 1.

In pseudopeloidreicher Matrix schwimmen sparitischer Detritus, textulariide Foraminiferen und wenige feinkörnige Echinodermenfragmente. MF-Typ 1 ist typisch für restriktive Lagunen-Bereiche der Inner Ramp. Profil Pobil, 108,50 m. Bildbreite: 3,6 mm.

Fig. 2: Detritus-Pelmikrit, Wacke- bis Packstone, MF-Typ 1.

In das feinkörnige, pelmikritische Sediment sind lagenweise gröbere Komponenten (Schill, Detritus und Echinodermenfragmente) eingeschüttet. Ablagerung in der Nähe offener Bereiche ist wahrscheinlich. Profil Pobil, 79,80 m. Bildbreite: 3,6 mm.

Fig. 3: Detritus-Pelmikrit mit Dasycladaceen, Wacke- bis Packstone, MF-Typ 2a.

Die Dasycladaceen liegen in Form länglicher Bruchstücke von *Salpingoporella* sp. und cf. *Triploporella* sp. vor. Die Grundmasse ist zu Pseudopeloiden aufgearbeitet. MF-Typ 2a ist typisch für offener Bereiche Lagunen. Profil Pobil, 95,49 m. Bildbreite: 2,4 mm.

Fig. 4: Detritus-Pelmikrit mit Dasycladaceen, Wackestone, MF-Typ 2a.

Die großwüchsige, agglutinierende Foraminifere im Bildzentrum deutet die Nähe von Backshoal-Bereichen an. Profil Pobil, 95,40 m. Bildbreite: 4,9 mm.

Fig. 5.: Foraminiferen-Detritus-Intrabiomikrit mit wenigen Dasycladaceen, Packstone, MF-Typ 2b.

Milioliden, Textulariiden, Detritus und Bioklasten schwimmen in einer mikritischen, schwach zu Pseudopeloiden aufgearbeiteten Matrix. Lokal ist neomorphe Umkristallisation des Mikrit zu gleichkörnigem Mikrospatit zu beobachten (unten links). Dieser Faziestyp tritt immer assoziiert mit MF-Typ 2a auf und wird ebenfalls als Ablagerung eines offener Bereiche, lagunären Bereichs interpretiert. Profil Pobil, 112,70 m. Bildbreite: 2,4 mm.

Fig. 6.: Foraminiferen-Intrabiosparit, Grainstone, schräggeschichtet, MF-Typ 3.

Der Detritus, lituolide Foraminiferen und Echinodermenfragmente sind gut gerundet; Lithoklasten sind häufig pyritisiert. Dieser MF-Typ ist typisch für die höherenergetischen Sand Shoals der Inner Ramp. Profil Cabó, 60,05 m. Bildbreite: 3,6 mm.

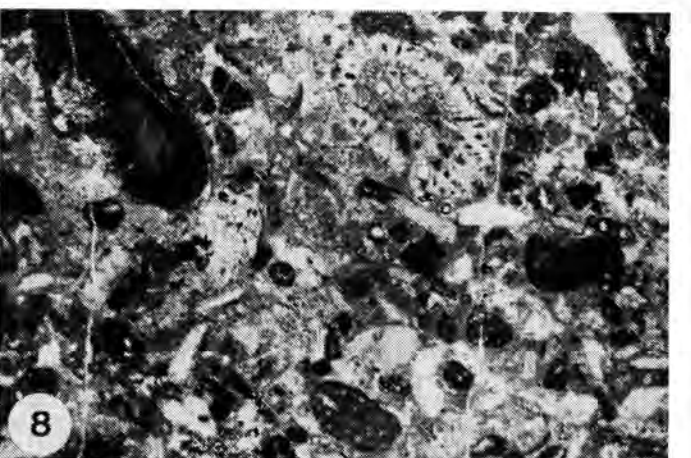
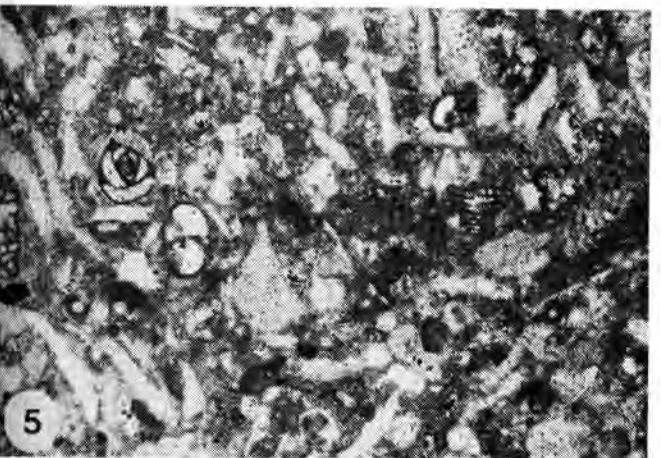
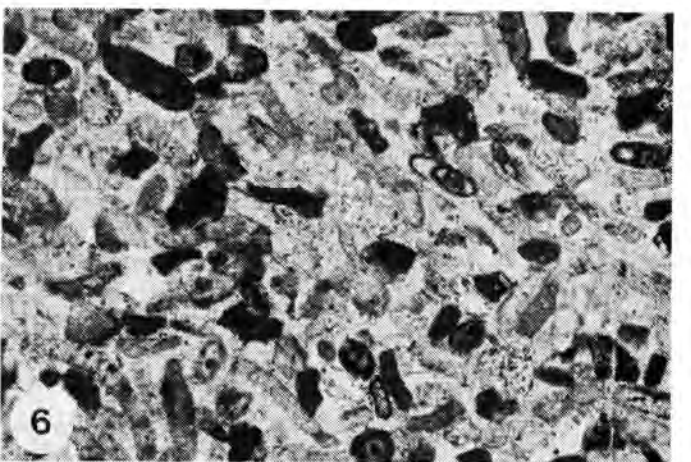
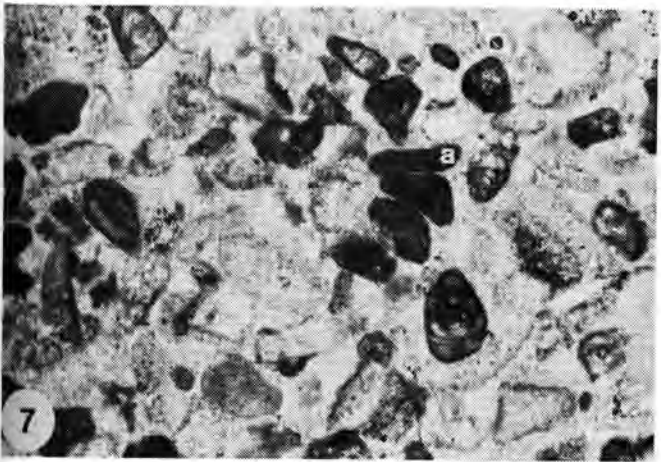
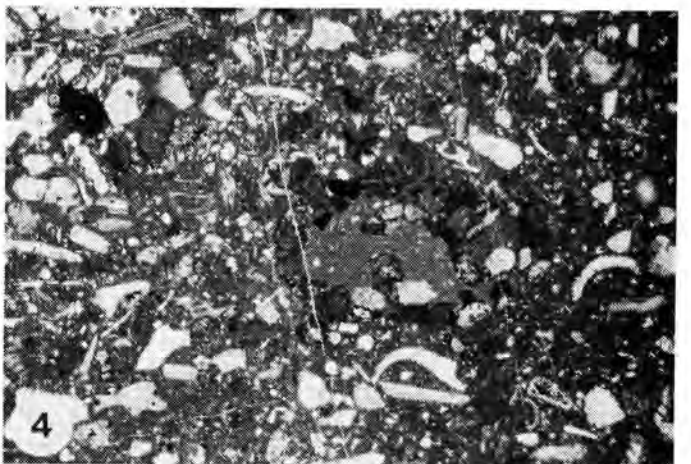
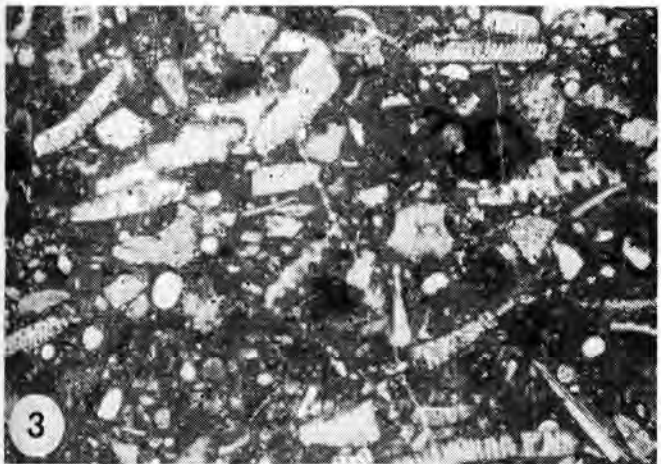
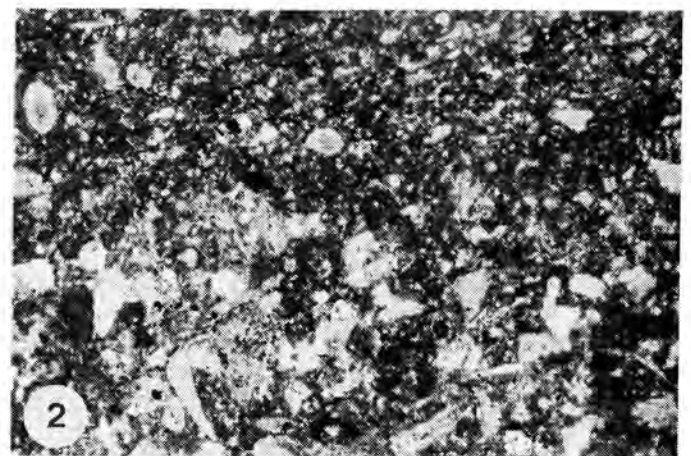
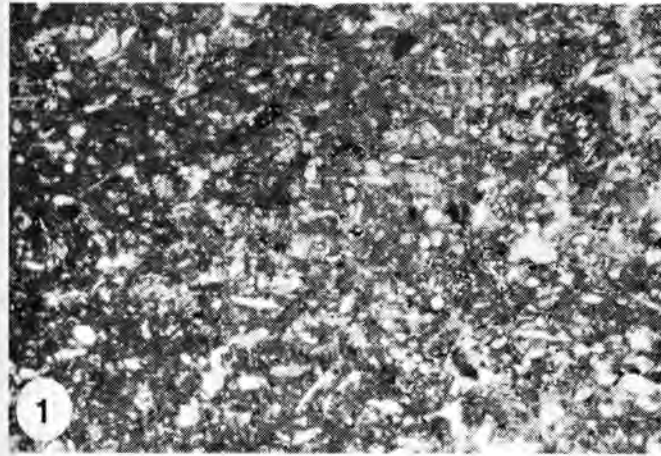
Fig. 7.: Foraminiferen-Intrabiosparit, Grainstone, schräggeschichtet, MF-Typ 3.

Detritus zeigt häufig Micrite Envelopes. Gut gerundete Rotalgenfragmente (a) und Milioliden sind in den Sedimenten der Sand Shoals zu beobachten. Profil Cabó, 62,25 m. Bildbreite: 2,5 mm.

Fig. 8: Grobklastischer Biointramikrit bis -sparit, ausgewaschener Packstone, schräggeschichtet, MF-Typ 4.

In teilweise ausgewaschener oder zu Pseudopeloiden aufgearbeiteter Grundmasse schwimmen kleinere pyritisierte Intraklasten, Bioklasten und Echinodermenfragmente sowie einige größere Bioklasten (gerundete Rotalge oben links, Bryozoe oben rechts). MF-Typ 4 tritt in höherenergetischen Sand Shoal-Sedimenten auf. Profil Pobil, 52,50 m. Bildbreite: 4,9 mm.

TAFEL 3



TAFEL 4

Fig. 1: Grobklastischer Biosparit, ausgewaschener Packstone, schräggeschichtet, MF-Typ 4.
Der auf einer Koralle (unten rechts) aufgewachsene Serpulide (unten links) ist als Wasserwaage ausgebildet. Im Inneren schwimmen Fecal Pellets in einer sparitischen Grundmasse. Profil Pobil, 53,00 m. Bildbreite: 4,9 mm.

Fig. 2: Echinodermen-Biointramikrit, Packstone, schräggeschichtet, MF-Typ 5.
Die Komponenten bestehen zu mehr als 50 % aus Echinodermenfragmenten. Häufig sind syntaxiale Rindenzemente ausgebildet. Mollusken und Brachiopodenschalen ergänzen das Schliffbild. Die Grundmasse ist partiell ausgewaschen. Der MF-Typ 5 tritt bevorzugt in Channels der Inner Ramp auf. Profil Pobil, 153,00 m. Bildbreite: 4,9 mm.

Fig. 3: Foraminiferen-Detritus-Intrabiomikrit bis -sparit, schwach ausgewaschener Packstone, schräggeschichtet, MF-Typ 6.
Trotz der Schrägschichtung dominiert eine mikritreiche Matrix, die lokal zu Pseudopeloiden aufgearbeitet ist. Textulariide und seltener miliolide Foraminiferen sind mit Echinodermenfragmenten, Bioklasten und sparitischem Detritus vergesellschaftet. Der MF-Typ 6 tritt in Sand Shoals nahe der FWB auf. Profil Pobil, 31,60 m. Bildbreite: 1,8 mm.

Fig. 4: Grobklastischer Bryozoen-Biointramikrit bis -sparit, schichtweise ausgewaschener Packstone, MF-Typ 7.
Bryozoen, pyritisierte Intraklasten, verkieselte Schalen- und Echinodermenfragmente dominieren das Schliffbild. Der Dünnschliff erscheint im unteren Teil gut ausgewaschen, während im linken Teil Mikritreste zu beobachten sind. Im Gegensatz zu MF-Typ 4 ist keine Schrägschichtung ausgebildet. Das Sediment wird distalen, niedrigerenergetischen Bereichen der Inner Ramp zugeordnet. Profil Pobil, 97,60 m. Bildbreite: 4,9 mm.

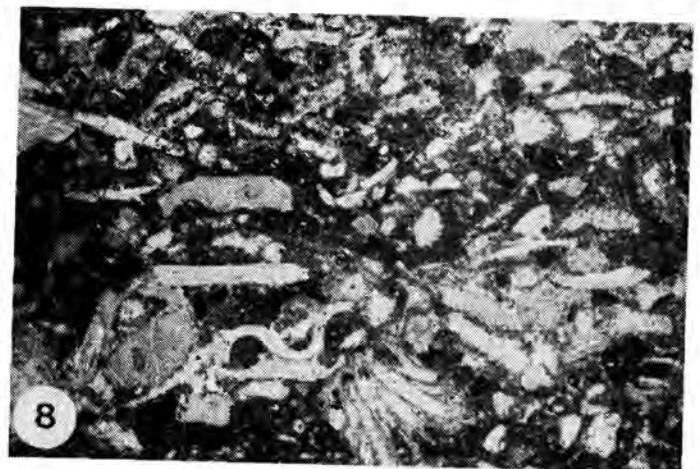
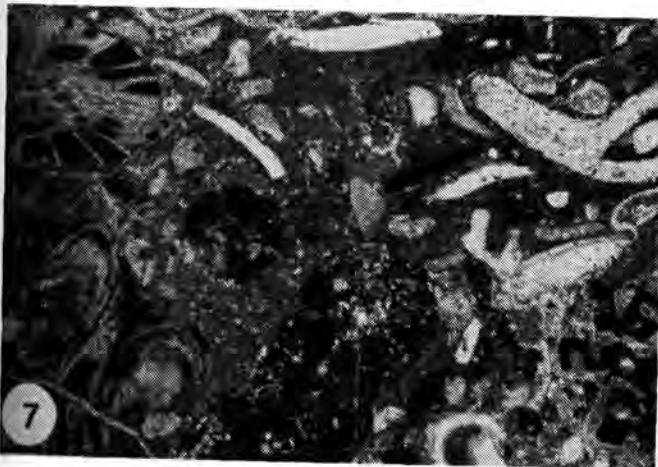
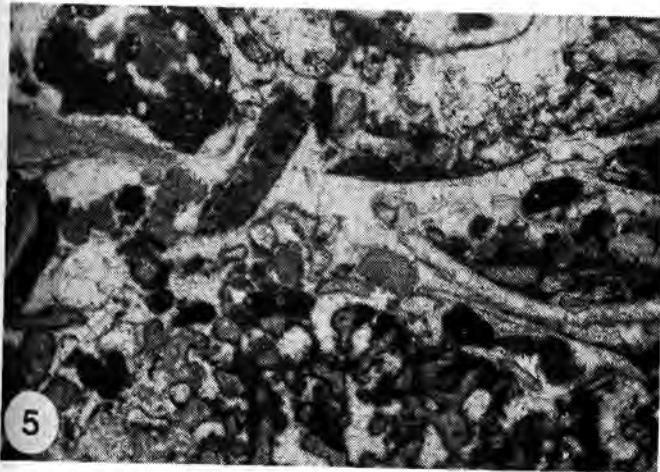
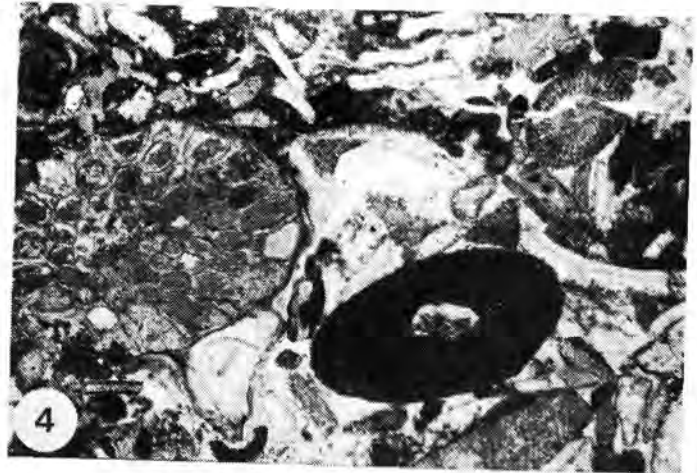
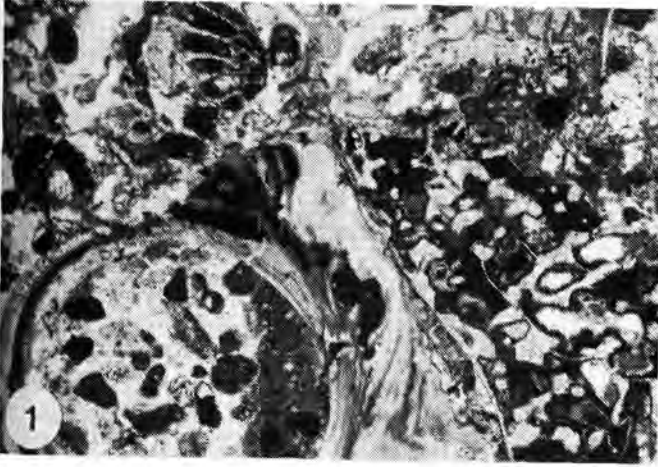
Fig. 5: Grobklastischer Bryozoen-Biointramikrit bis -sparit, schichtweise ausgewaschener Packstone, MF-Typ 7.
Die flachmarine Fauna besteht aus Korallenfragmenten, grobaggutinierenden, großwüchsigen Foraminiferen (oben links), Schalen- und Echinodermenfragmenten. Schalenfragmente und Detritus weisen feine Micrite Envelopes auf. Profil Pobil, 97,60 m. Bildbreite: 4,9 mm.

Fig. 6: Grobklastischer Bryozoen-Biointramikrit, Packstone, MF-Typ 7.
Korallen- und Schalenfragmente schwimmen in einer mikritischen Matrix. Internsedimente in Korallen und Intraklasten sind teilweise pyritisiert. Die Schalenfragmente sind lokal verkieselt. Profil Pobil, 118,00 m. Bildbreite: 4,9 mm.

Fig. 7: Grobklastischer Bryozoen-Biointramikrit, Packstone, MF-Typ 7.
Ein weiterer Ausschnitt aus der gleichen Probe wie Fig. 6 zeigt Bryozoen, Korallenfragmente und große Intraklasten. Profil Pobil, 118,00 m. Bildbreite: 4,9 mm.

Fig. 8: Echinodermen-Biomikrit mit Schill, Packstone, MF-Typ 8.
Echinodermenfragmente stellen bis zu 60 % der Komponenten. Lokal sind schmale syntaxiale Rindenzemente ausgebildet. Schill, Bryozoen und Intraklasten bilden die Begleitkomponenten. Im Gegensatz zu MF-Typ 5 (Taf. 2/ 2) fehlt Schrägschichtung. Auch dieser MF-Typ kann in Channels auftreten und kennzeichnet ansonsten die distale Inner Ramp. Profil Pobil, 67,40 m.

TAFEL 4



TAFEL 5**Fig. 1:** Echinodermen-Biopelmikrit mit Schill, Wackestone, MF-Typ 8.

Bryozoen, Echinodermen und Schalenfragmente schwimmen locker gepackt in mikritischer Grundmasse. Profil Cabó, 69,80 m. Bildbreite: 4,9 mm.

Fig. 2: Foraminiferen-Detritus-Intrabiosparit, Packstone, MF-Typ 9

Die Matrix ist neomorph zu Sparit umkristallisiert. Auch Komponenten (meist Foraminiferen) sind lokal von dieser Umkristallisation betroffen oder diagenetisch mikritisiert. Um Detritus können Micrite Envelopes ausgebildet sein. Das Komponentenspektrum ist ähnlich MF-Typ 6, jedoch fehlt Schrägschichtung. Der MF-Typ 9 ist in der Regel mit den MF-Typen 7 und 8 assoziiert. Er wird ebenfalls in den Bereich der distalen Inner Ramp bis proximalen Mid Ramp, in die Nähe von höherenergetischen Sand Shoals eingeordnet. Profil Cabó, 27,85 m, Bildbreite: 1,8 mm.

Fig. 3: Foraminiferen-Detritus-Intrabiopelmikrit, schwach ausgewaschener Packstone, MF-Typ 9.

Lituolide Foraminiferen, Echinodermenfragmente, Bioklasten und Intraklasten liegen mäßig dicht gepackt in pelmikritischer Matrix vor. Sparitischer Detritus ist von Micrite Envelopes umgeben. Im unteren Teil des Ausschnitts sind kleinere Vugs ausgebildet. Profil Cabó, 30,00 m. Bildbreite: 2,4 mm.

Fig. 4: Echinodermenmikrit, Packstone, MF-Typ 10.

Die Komponenten bestehen zu mehr als 60 % aus Echinodermenfragmenten. Im Vergleich zu MF-Typ 8 sind weitere größere Bioklasten selten, und wenige Foraminiferen, Spicula und sparitischer Detritus ergänzen das Schlibfbild. Der MF-Typ 10 ist typisch für die proximale Inner Ramp. Profil Cabó 17,95 m. Bildbreite 2,4 mm.

Fig. 5: Schill-Detritus-Biopelmikrit, Packstone, MF-Typ 11.

Große Schalenfragmente sind mit Spicula, textulariiden und milioliden Foraminiferen, Detritus und kleineren Intraklasten assoziiert. Die Grundmasse ist zu Pseudopeloiden aufgearbeitet. MF-Typ 11 charakterisiert die proximale Inner Ramp. Profil Cabó, 79,80 m. Bildbreite: 4,9 mm

Fig. 6: Schill-Detritus-Biomikrit, Packstone, MF-Typ 11.

Die Komponentenassoziation entspricht Fig. 5. Die Schalenfragmente sind jedoch häufiger, kleiner und relativ gut gerundet. Profil Cabó, 87,40 m. Bildbreite: 4,9 mm

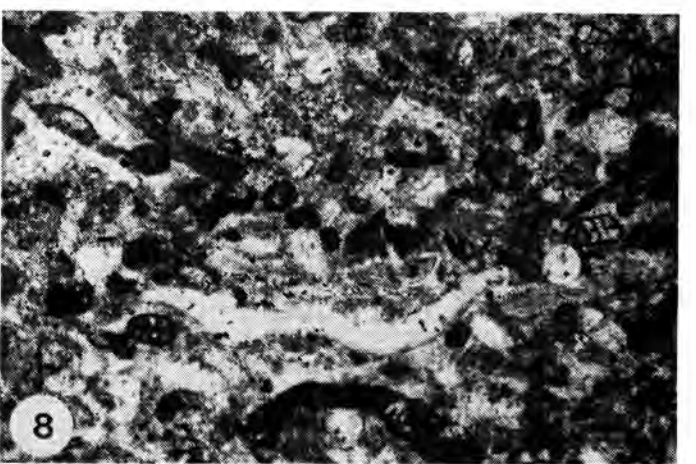
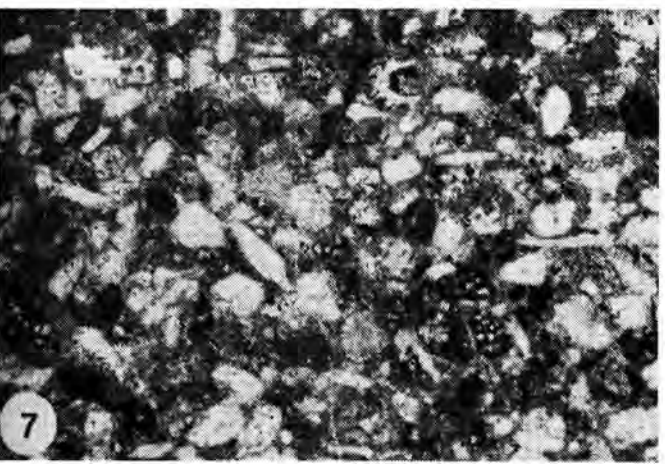
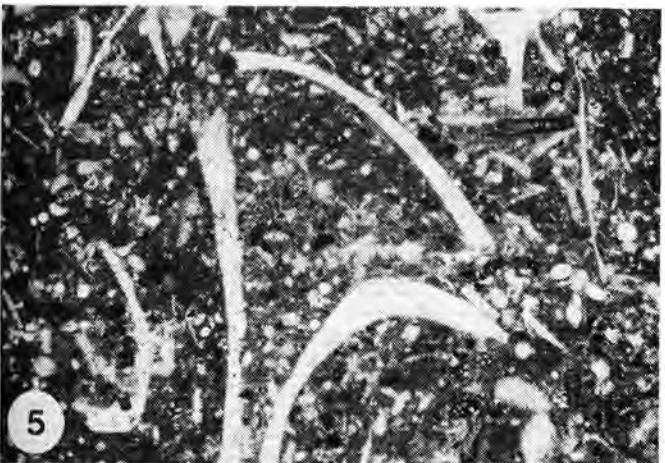
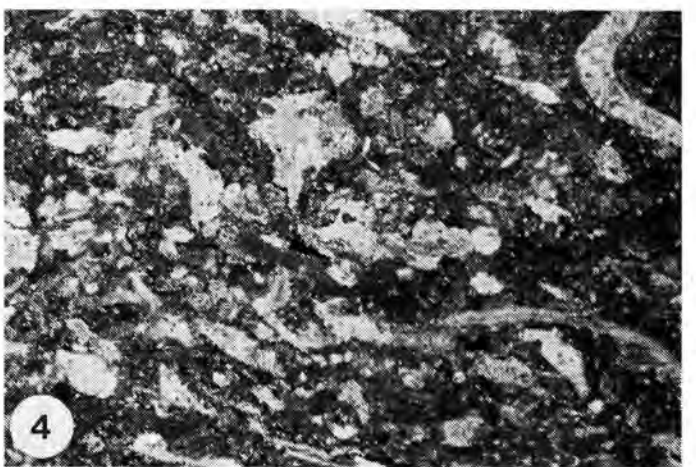
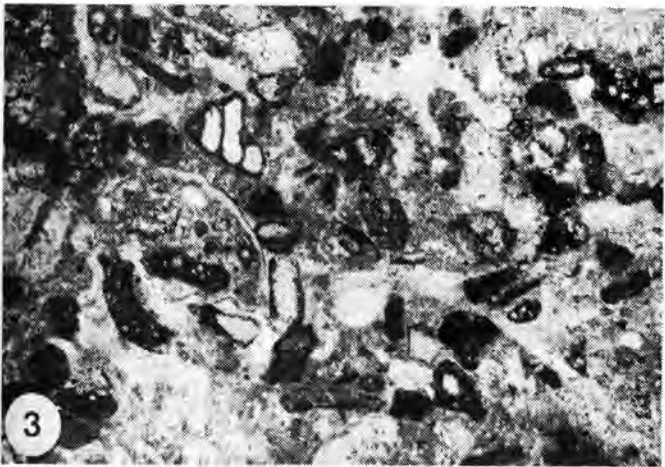
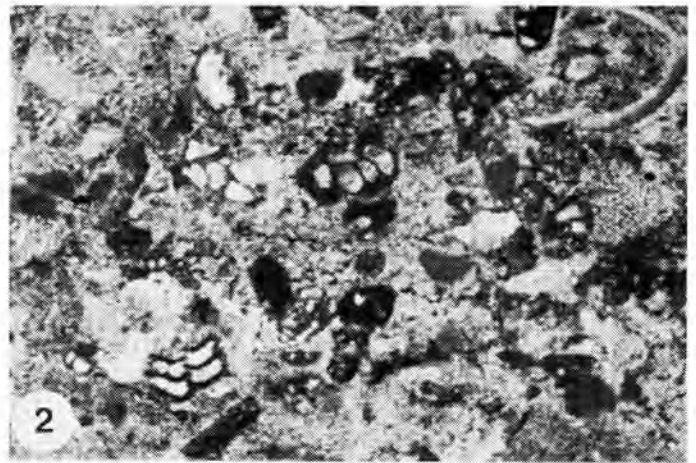
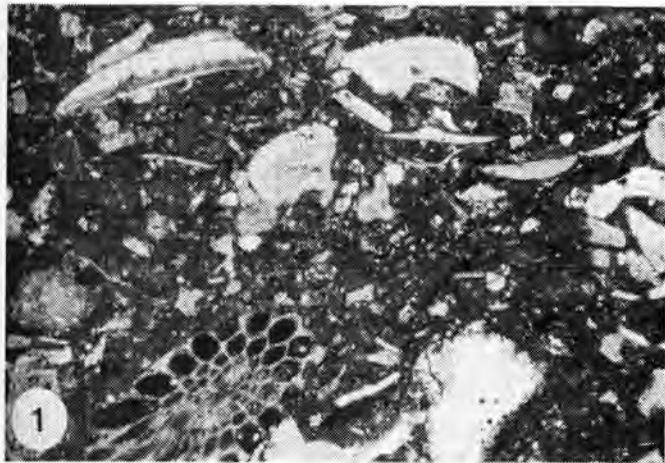
Fig. 7: Foraminiferen-Echinodermen-Intrabiomikrit, Packstone, MF-Typ 12.

Die Komponenten sind relativ klein und häufig gut gerundet. Textulariide und wenige lituolide Foraminiferen treten auf. MF-Typ 12 kennzeichnet den distalen Mid Ramp Bereich. Profil Pobil, 202,30 m. Bildbreite: 2,4 mm.

Fig. 8: Foraminiferen-Echinodermen-Intrabiomikrit, Packstone, MF-Typ 12.

Typisch für MF-Typ 12 ist das Vorkommen von größeren flachmarinen Komponenten, z.B. dem Fragment einer grobaggutinierenden, großwüchsigen Foraminifere (Bild unten, Mitte). Profil Pobil, 212,10 m. Bildbreite: 2,4 mm.

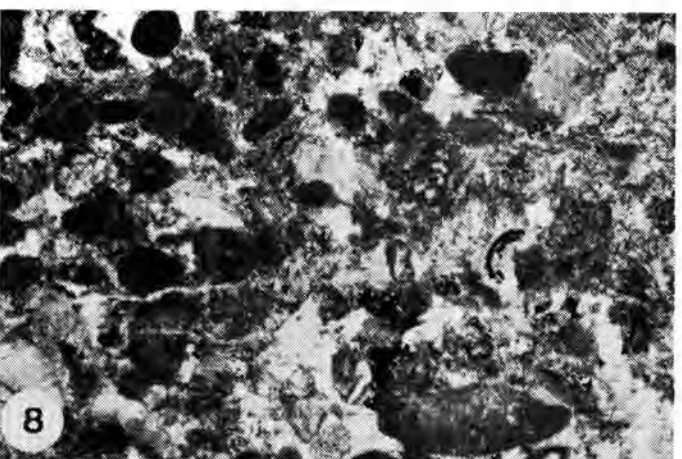
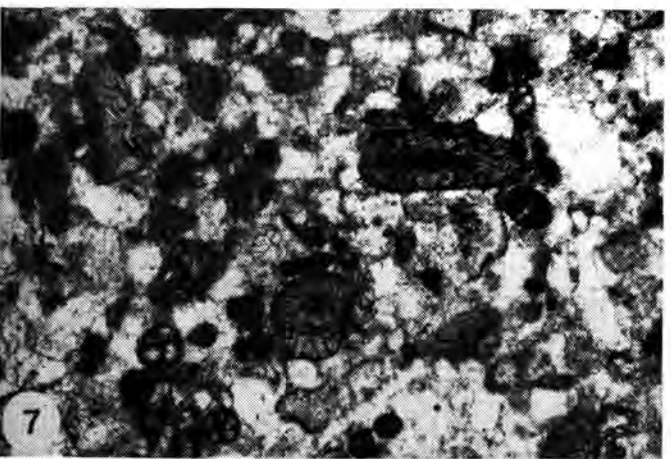
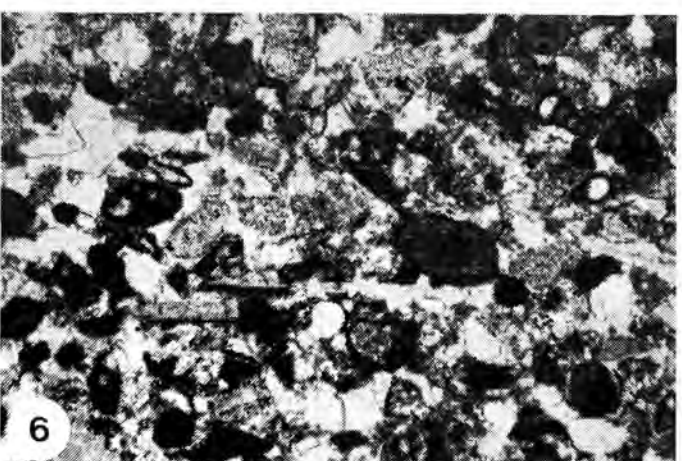
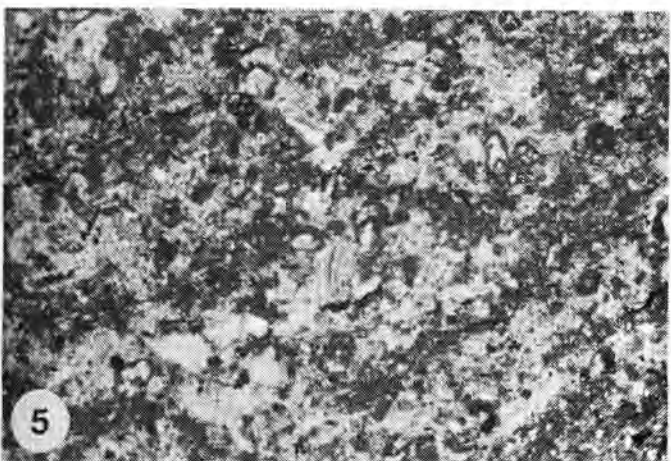
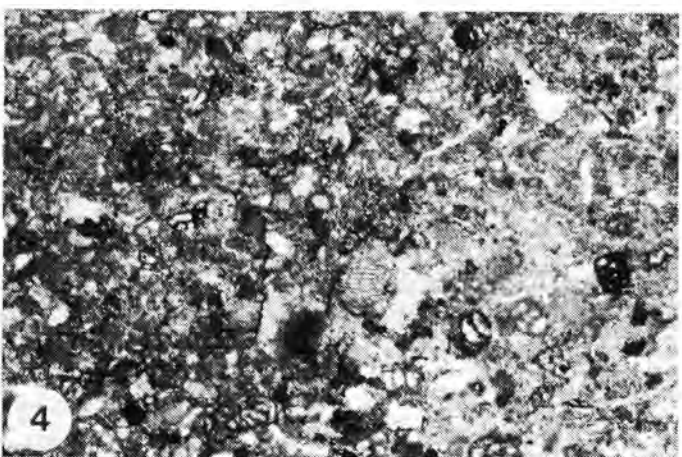
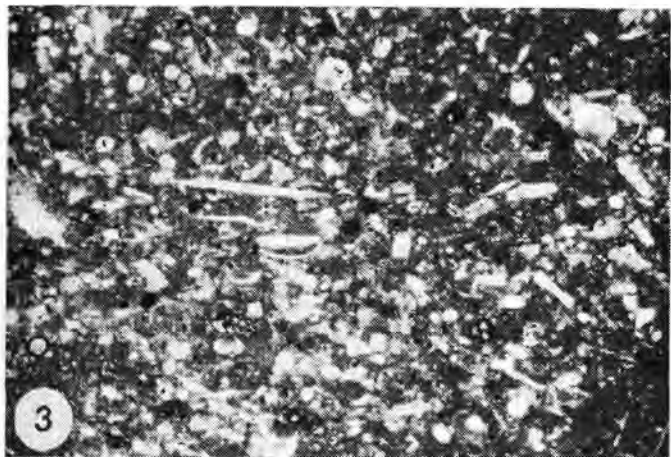
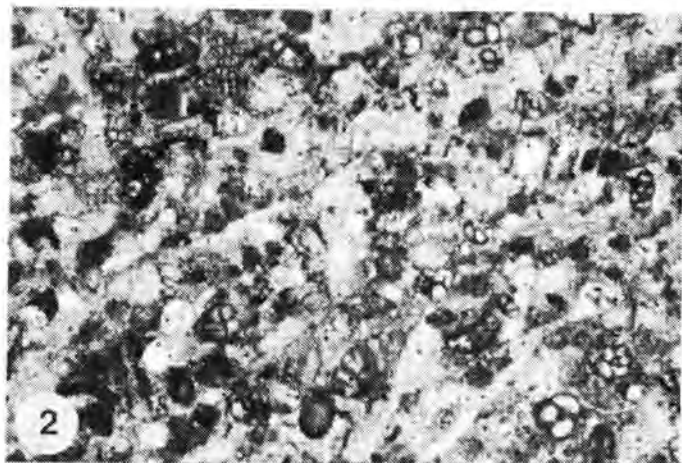
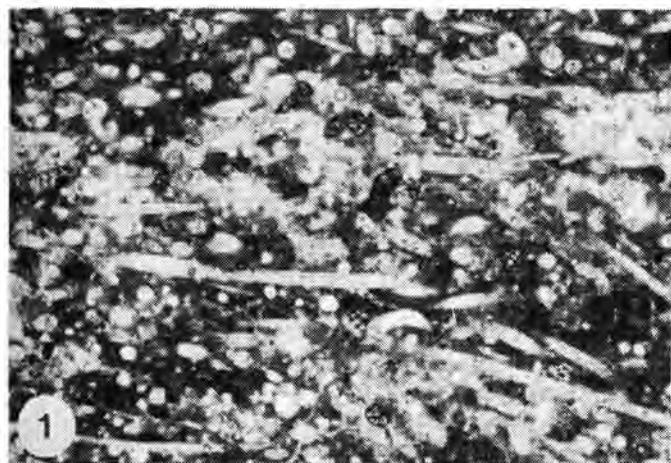
TAFEL 5



TAFEL 6

- Fig. 1:** Foraminiferen-Spicula-Echinodermen-Pelmikrit, Packstone, feinschichtig, MF-Typ 13. Auffällig ist die schichtgebundene Anreicherung von Spicula. Ferner ist eine schichtparallele Vuggy Porosity zu erkennen. Die Foraminiferenassoziation wird von Textulariiden dominiert. Echinodermenfragmente sind sehr klein und gut gerundet. MF-Typ 13 repräsentiert die proximale Outer Ramp. Die pelmikritische Grundmasse reflektiert vorhandene Bodenströmung. Profil Montanisell, 67,10 m. Bildbreite: 3,6 mm.
- Fig. 2:** Foraminiferen-Spicula-Echinodermen-Pelmikrit, Packstone, feinschichtig, MF-Typ 13. Die Komponenten sind relativ dicht gepackt, die Grundmasse schwach ausgewaschen. Aufgrund der syntaxialen Säume um Echinodermen und neomorpher Überprägung kann der Auswaschungsgrad nur abgeschätzt werden. Frühdiagenetischer Glaukonit und randlich korrodierte Foraminiferen (Pfeil) deuten längerfristige Positionierung im Grenzbereich Wasser / Sediment bei mäßiger Strömung an. Profil Montanisell, 65,75 m. Bildbreite: 1,8 mm.
- Fig. 3:** Spicula-Mikrit, Wackestone, MF-Typ 14 b. Das Sediment wird von hohem Spicula-Anteil geprägt und unterscheidet sich von MF-Typ 13 vor allem durch den geringeren Gesamtgehalt an Komponenten. Pseudopeloidhaltige Matrix zeigt eine weiterhin vorhandene Bodenströmung an. Der MF-Typ 14 charakterisiert etwas distalere Bereiche der Outer Ramp. Profil Cabó, 79,15. Bildbreite: 3,6 mm.
- Fig. 4:** Spicula-Foraminiferen-Mikrit, Wackestone, MF-Typ 14. Neben Spicula treten kleinwüchsige Foraminiferen und kleine, gut gerundete Bioklasten sowie Echinodermenfragmente auf. Profil Pobil 137,50 m. Bildbreite, 1,8 mm.
- Fig. 5:** Foraminiferen-Mikrit, Wackestone. MF-Typ 15. Das Sediment führt neben Foraminiferen nur feinkörnigen Detritus und sehr feine Echinodermenfragmente. Neomorphe Umkristallisation richtet sich nach den von der Bioturbation vorgezeichneten Strukturen, d. h. sie tritt hier bevorzugt in nicht-bioturbaten Bereichen auf. Profil Montanisell, 165,30 m. Bildbreite: 1,8 mm.
- Fig. 6:** Echinodermen-Spicula-Rotalgen-Biointrasparit / bis auf wenige Mikritreste in Kornzwickeln, gut ausgewaschener Packstone, intern schräggeschichtet, MF-Typ 16. Die Komponenten sind gut gerundet und relativ gut sortiert. Foraminiferen und Lithoklasten sind häufig pyritisiert. Die Matrix setzt sich aus größeren syntaxialen Rindenzementen und grobkörnigem Sparit zusammen. MF-Typ 16 kennzeichnet Sands Shoals des unteren Alb. Profil Abella, 43,30 m, Unteralb. Bildbreite 1,8 mm.
- Fig. 7:** Echinodermen-Spicula-Rotalgen-Biointrasparit bis -mikrit, ausgewaschener Packstone. MF-Typ 16. Profil Abella, 67,00 m, Unteralb. Bildbreite: 1,8 mm.
- Fig. 8:** Echinodermen-Rotalgen-Biopelmikrit bis -sparit, ausgewaschener Packstone. MF-Typ 17. Dieser MF-Typ unterscheidet sich von MF-Typ 16 vor allem durch das Fehlen von Spicula. Große syntaxiale Rindenzemente und überwiegend sparitische Grundmasse charakterisieren das Sediment. Ebenso wie für MF-Typ 16 ist die Ablagerung in der proximalen Inner Ramp im höherenergetischen Sand Shoal-Bereich wahrscheinlich. Profil Abella, 85,00 m, Unteralb. Bildbreite: 1,8 mm.

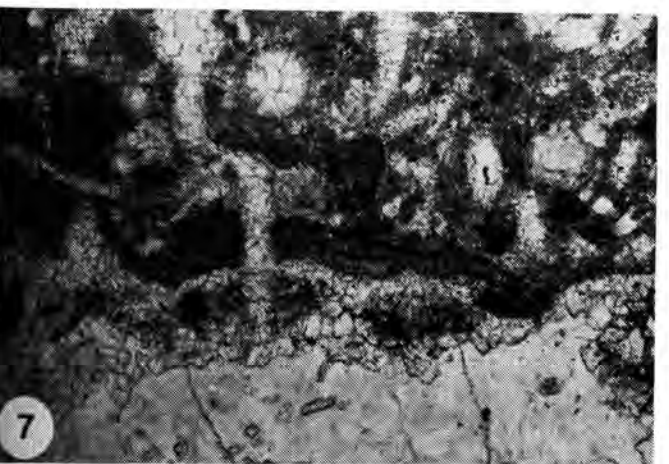
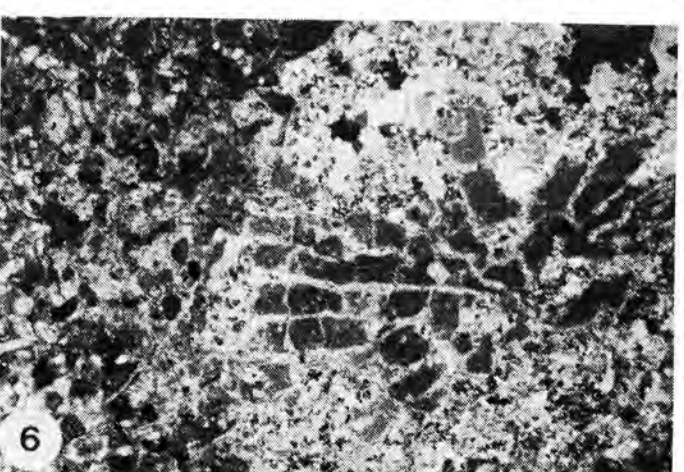
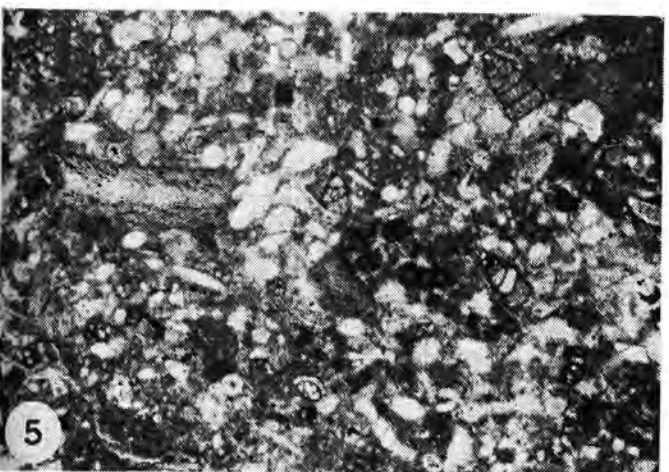
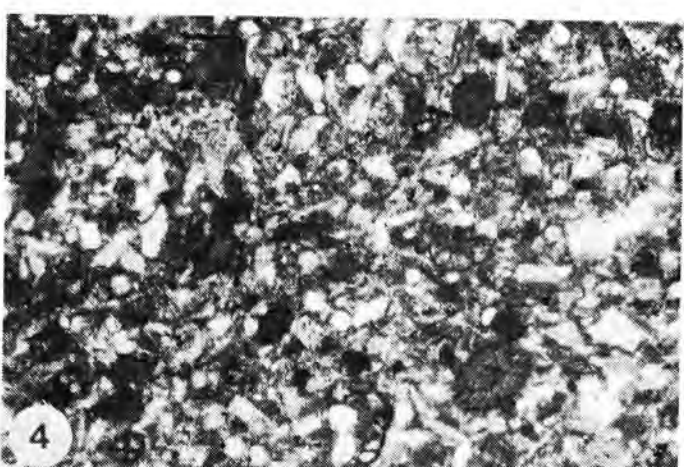
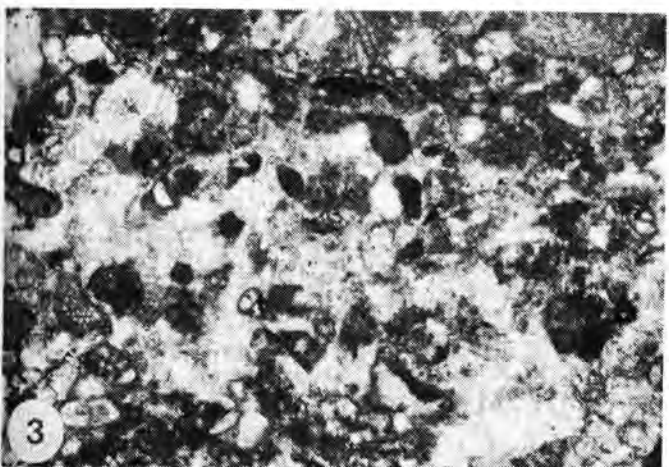
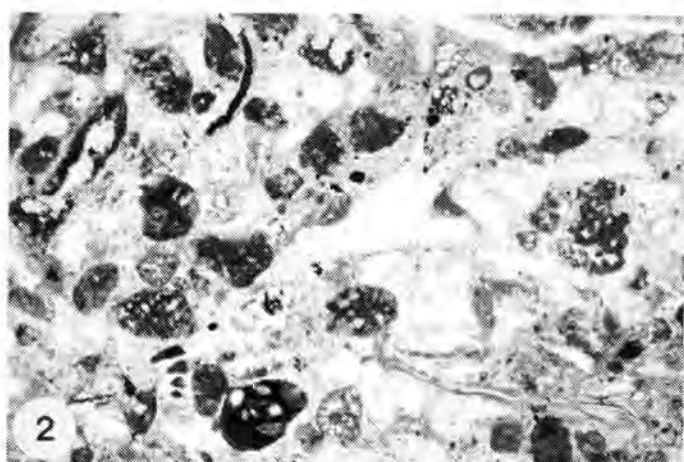
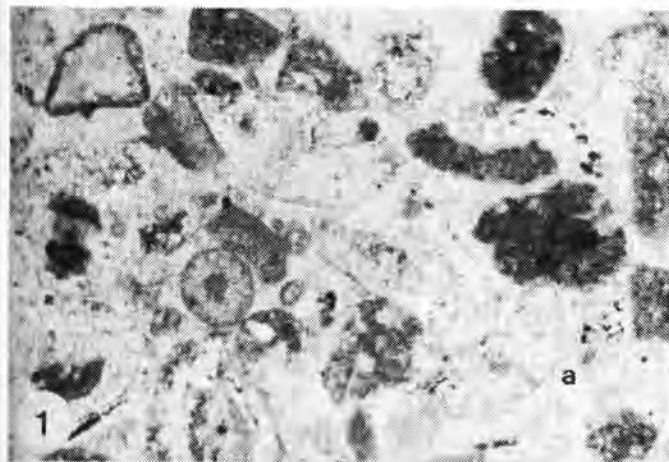
TAFEL 6



TAFEL 7

- Fig. 1:** Foraminiferen-Rotalgen-Biopelsparit mit *Simplorbitolina* sp., Pack- bis Grainstone, MF-Typ 18. Gerundete Fragmente articulater Rotalgen, Detritus und Aggregatkörner charakterisieren das Schliffbild. Der Detritus kann Micrite Envelopes oder Rindenzemente (a) mit wahrscheinlich primär Mg-calcitischer Mineralogie aufweisen. Das gut ausgewaschene Sediment charakterisiert ebenfalls höherenergetische Inner Ramp Bereiche. Profil Abella, 245m, Unteralb. Bildbreite: 1,8 mm.
- Fig. 2:** Foraminiferen-Rotalgen-Biopelsparit mit *Simplorbitolina* sp., Pack- bis Grainstone, MF-Typ 18. Neben *Simplorbitolina* sp. setzt sich die Foraminiferenfauna aus Milioliden und Textulariiden zusammen. Profil Abella, 245 m, Unteralb. Bildbreite: 3,6 mm.
- Fig. 3:** Foraminiferen-Intrapelmikrit mit Spicula und Rotalgen, Packstone, schwach ausgewaschen, MF-Typ 19. Eine diverse Kleinforaminiferenfauna ist mit häufigen Intraklasten und Spicula assoziiert. Im Bildzentrum ist die pelmikritische Grundmasse diagenetisch durch sparitischen Zement ersetzt (Vuggy Porosity). MF-Typ 19 wird dem Mid Ramp Bereich zugeordnet. Profil Abella, 9,00 m, unteres Unteralb. Bildbreite 1,8 mm.
- Fig. 4:** Foraminiferen-Intrapelmikrit mit Spicula und Rotalgen, Packstone, schwach ausgewaschen, MF-Typ 19. Profil Abella, 5,80 m, unterstes Unteralb. Bildbreite: 1,8 mm.
- Fig. 5:** Rotalgen-Spicula-Biointramikrit mit Korallen und größeren Bioklasten, Packstone, MF-Typ 20. Das feinkörnige Sediment von MF-Typ 20 unterscheidet sich in der Zusammensetzung nicht vom MF-Typ 19. Die Führung einzelner großer solitärer Korallen charakterisiert den MF-Typ (Fig. 6). MF-Typ 20 tritt ebenfalls in proximalen Mid Ramp Bereichen auf. Profil Abella, 35,00 m, Unteralb. Bildbreite 2,4 mm.
- Fig. 6:** Rotalgen-Spicula-Biointramikrit mit Korallen und größeren Bioklasten, Packstone, MF-Typ 20. Die Koralle in der rechten Bildhälfte zeigt Aragonitlösung, Verfüllung mit Blockzement und spätere Verkieselung. Profil Abella, 35,00 m, Unteralb. Bildbreite: 4,9 mm.
- Fig. 7:** Rotalgen-Spicula-Biointramikrit mit Korallen und größeren Bioklasten, Packstone, MF-Typ 20. Größere Klasten weisen häufig Rotalgenkrusten auf. Der Klast (im Bild unten angeschnitten) ist sekundär verkieselt. Profil Abella, 32,50 m, Unteralb. Bildbreite: 1,2 mm.
- Fig. 8:** *Pseudolithothamnium* sp. Krusten von *Pseudolithothamnium* sp. sind in MF-Typ 20 ebenfalls häufig. Profil Abella, 116,50 m, Unteralb. Bildbreite: 1,2 mm.

TAFEL 7



TAFEL 8

Fig. 1: *Agardhiellopsis* sp.

Profil Cabó, 28,25 m, oberes Oberapt. Bildbreite: 1,2 mm.

Fig. 2: *Kymalithon* sp.

Profil Abella, 245 m, Unteralb. Bildbreite: 0,9 mm.

Fig. 3: *Kymalithon* sp., Querschnitt.

Profil Abella, 245 m, Unteralb. Bildbreite: 0,9 mm.

Fig. 4: *Acicularia* sp.

Profil Cabó, 25,45 m, oberes Oberapt. Bildbreite: 0,9 mm.

Fig. 5: *Boueina* sp.

Profil Pobil, 53,90 m, oberes Oberapt. Bildbreite: 1,8 mm.

Fig. 6: Inkrustierende Bryozoe, Cheilostomata, auf einem Schalenfragment.

Profil Pobil, 53,00 m, oberes Oberapt. Bildbreite: 0,9 mm.

Fig. 7: Die Serpeln sind als Wasserwaagen ausgebildet und mit pseudopeloidreicher Grundmasse gefüllt.

Profil Pobil, 144,50 m, oberes Oberapt. Bildbreite: 4,9 mm.

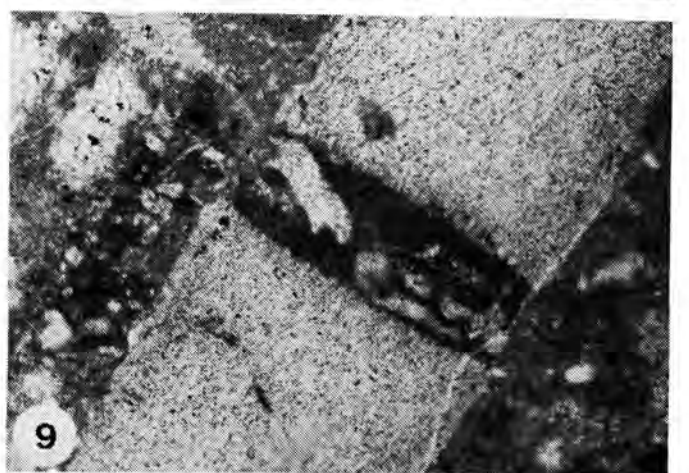
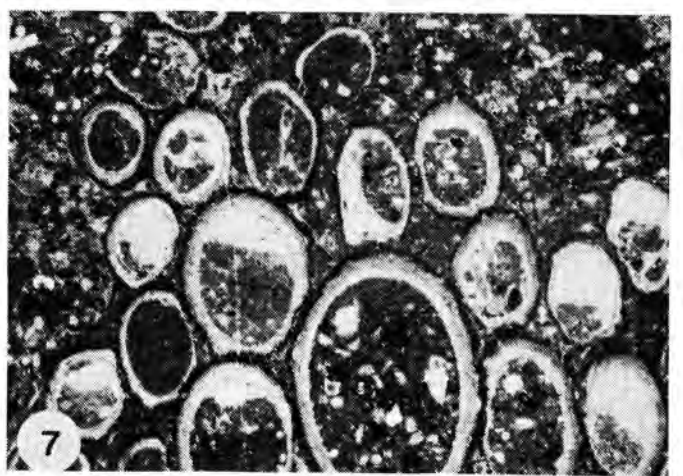
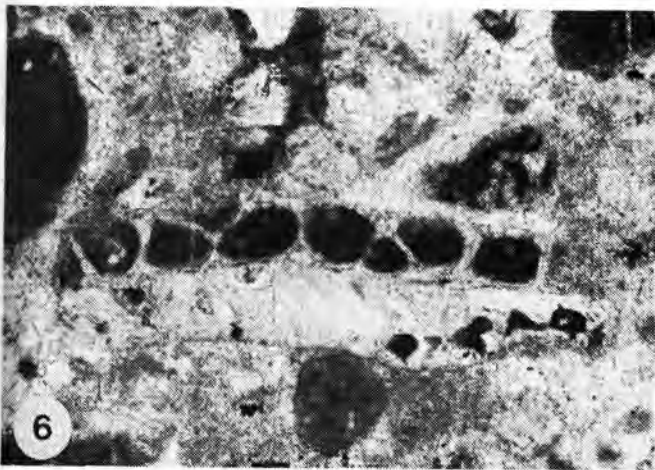
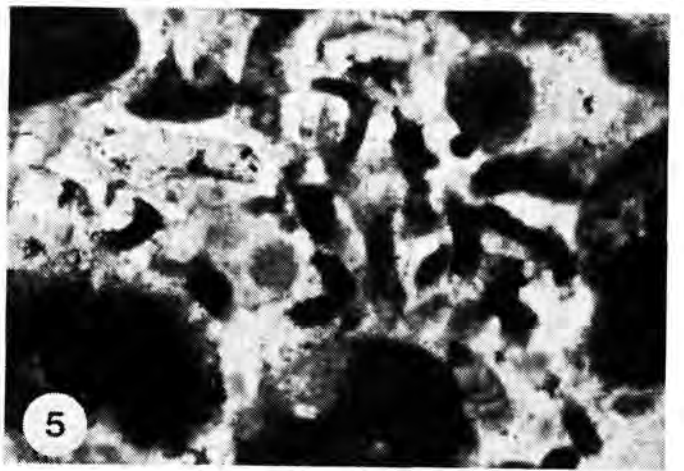
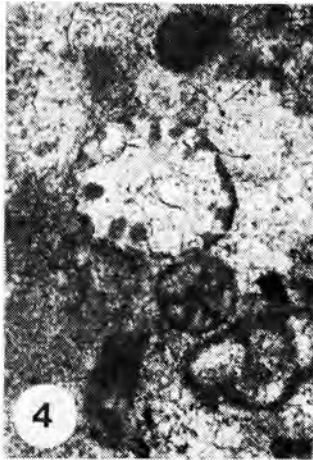
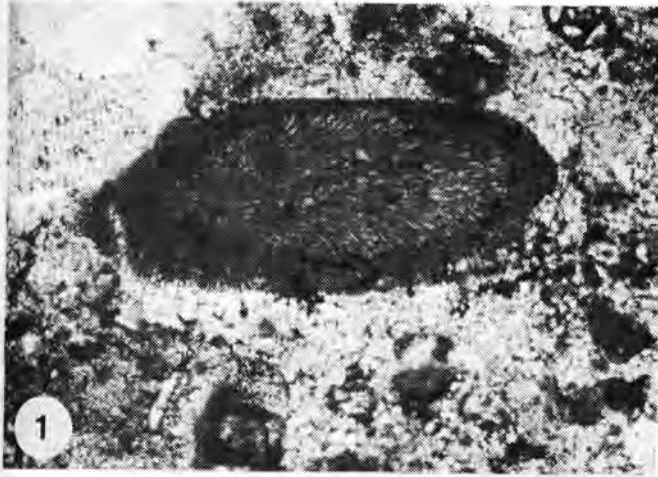
Fig. 8: Serpel mit Micrite Envelopes im Inneren.

Profil Pobil, 118,00 m, oberes Oberapt. Bildbreite: 2,4 mm.

Fig. 9: Anbohrung in einem Echinodermenfragment.

Profil Pobil, 65,70 m, oberes Oberapt. Bildbreite: 1,3 mm.

TAFEL 8



TAFEL 9

Fig. 1: *Glomospira* sp.

Profil Abella, 245 m, Unteralb. Bildbreite: 0,3 mm.

Fig. 2: *Dorothia* sp.

Profil Cabò, 30,00 m, oberes Oberapt. Bildbreite: 0,6 mm.

Fig. 3: Placopsilinidae

Die Placopsilinidae hat eine Bryozoe inkrustiert.

Profil Pobil, 118,00 m, oberes Oberapt. Bildbreite: 2,5 mm.

Fig. 4: *Gavelinella* sp.

Die Foraminifere ist zum einen kalkschalig erhalten (Bildausschnitt oben) und zum anderen ist die Schale gelöst (unten).

Profil Cabò, 120 m, oberes Oberapt. Bildbreite: 0,85 mm.

Fig. 5: *Simplorbitolina manasi* SCHROEDER.

Profil Abella, 245 m, Unteralb; Bildbreite 0,9 mm.

Fig. 6: *Quinqueloculina* sp.

Profil Pobil, 96,70 m, oberes Oberapt. Bildbreite: 0,85 mm.

Fig. 7: *Hedbergella* sp.

Profil Pobil, 211,85 m, oberes Oberapt. Bildbreite: 0,9 mm.

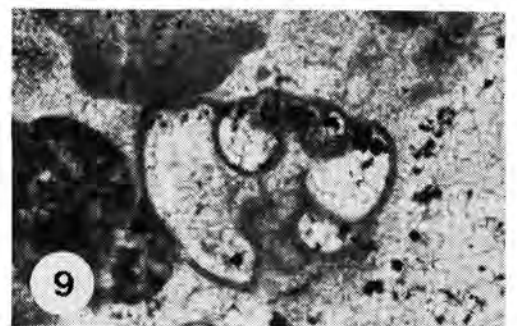
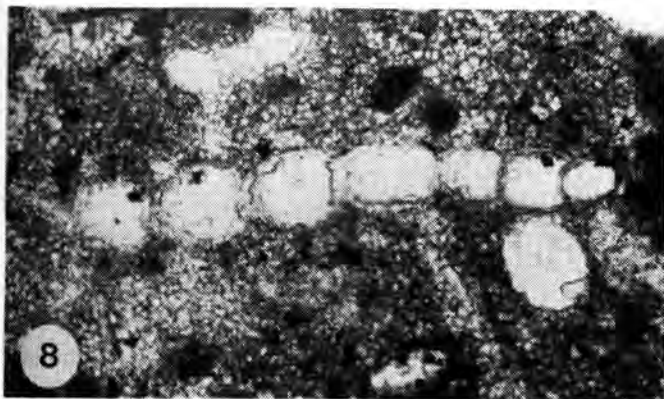
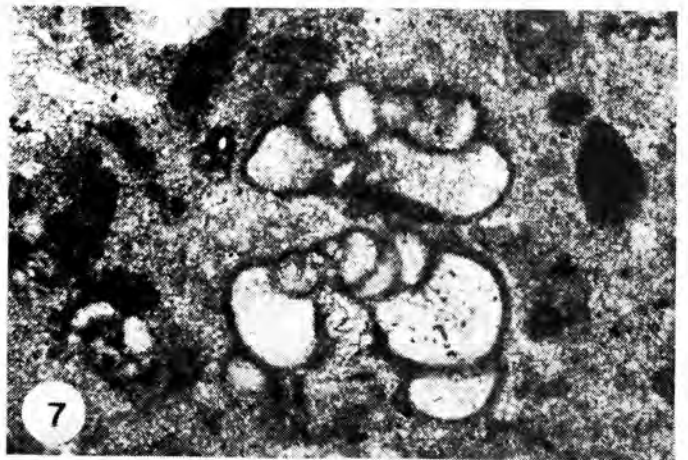
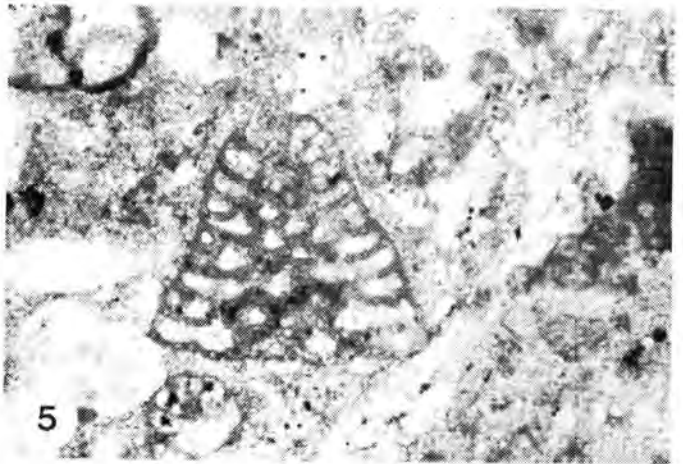
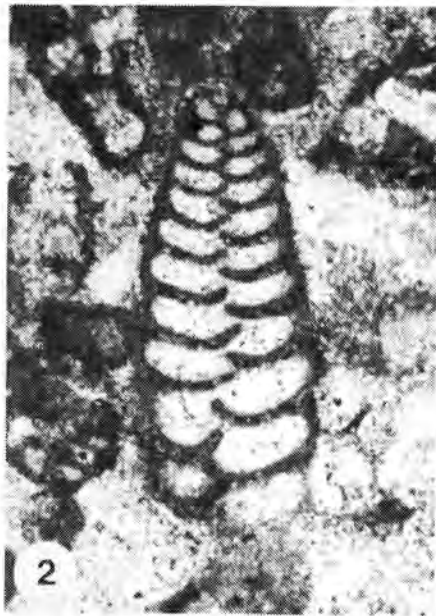
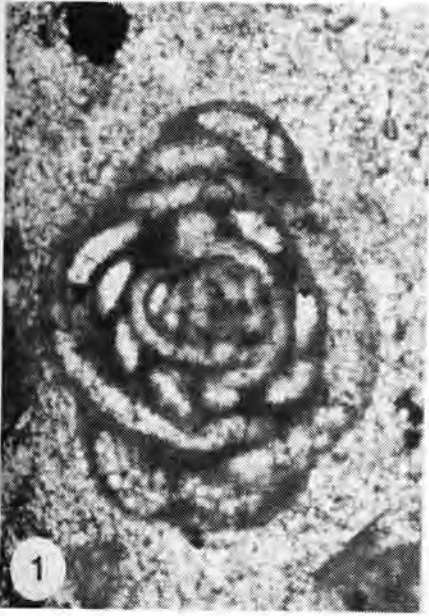
Fig. 8: *Nodosaria* sp.

Profil Cabò, 113,40 m, oberes Oberapt. Bildbreite: 0,75 mm.

Fig. 9: *Ticinella roberti* (GANDOLFI)

Profil Abella, 144,50 m. Bildbreite 0,7 mm.

TAFEL 9



TAFEL 10

Fig. 1: Ehemals aragonitischer Rindenzement auf Schalenfragment.
 Profil Cabó, 62,25 m, oberes Oberapt. Bildbreite: 1,2 mm.

Fig. 2: Ehemals Mg-calcitischer Rindenzement um verschiedene Komponenten innerhalb eines größeren Lithoklasten.
 Profil Cabó, 33,20 m, oberes Oberapt. Bildbreite: 1,2 mm.

Fig. 3: Ehemals aragonitischer Rindenzement in einer grobaggutinierender, großwüchsiger Foraminifere.
 Profil Pobil, 67,40 m, oberes Oberapt. Bildbreite: 1,8 mm.

Fig. 4: Zur Vug erweiterte Kluft mit angelöster *Quinqueloculina* sp.
 Die *Quinqueloculina* sp. hat eine agglutinierte Wandstruktur.
 Profil Abella, 245 m, Unteralb. Bildbreite: 0,9 mm.

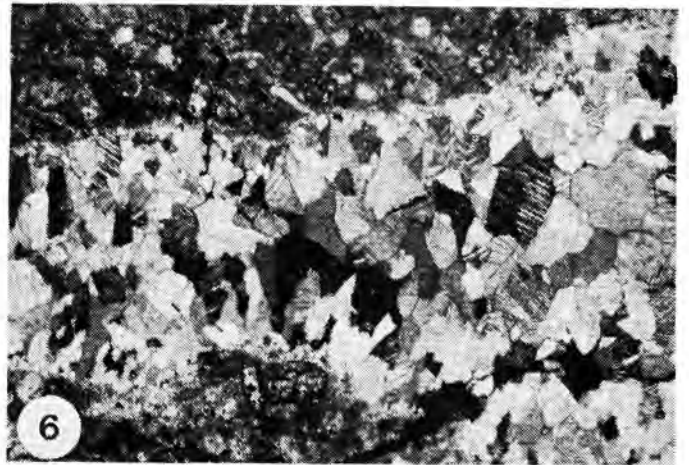
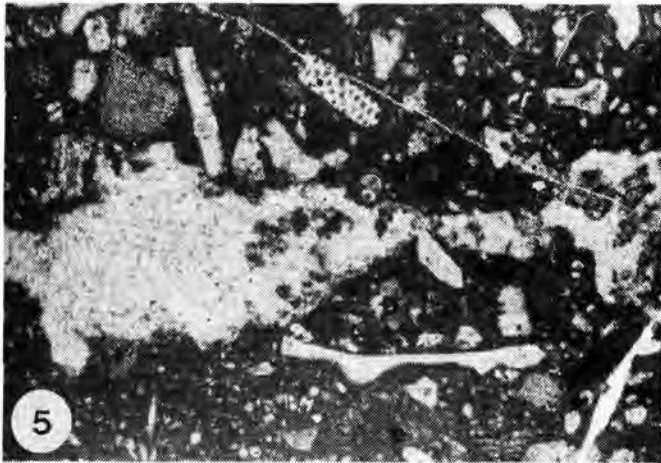
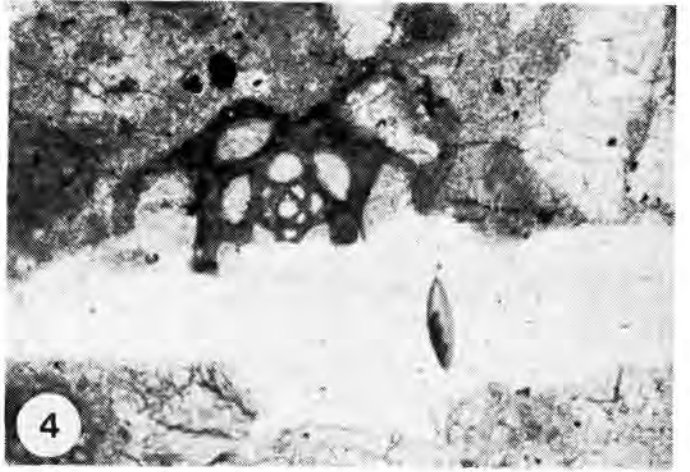
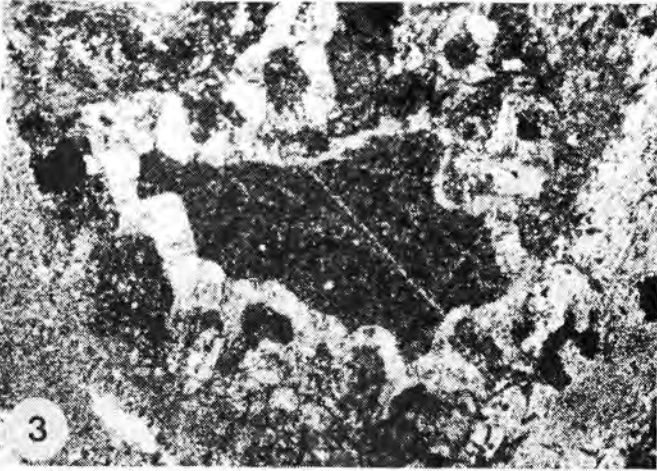
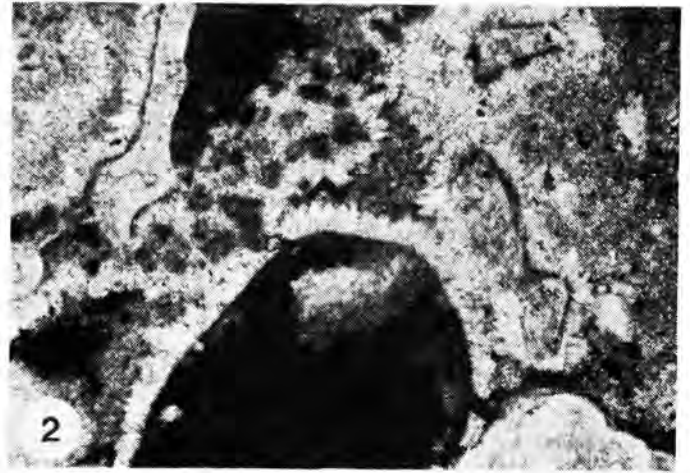
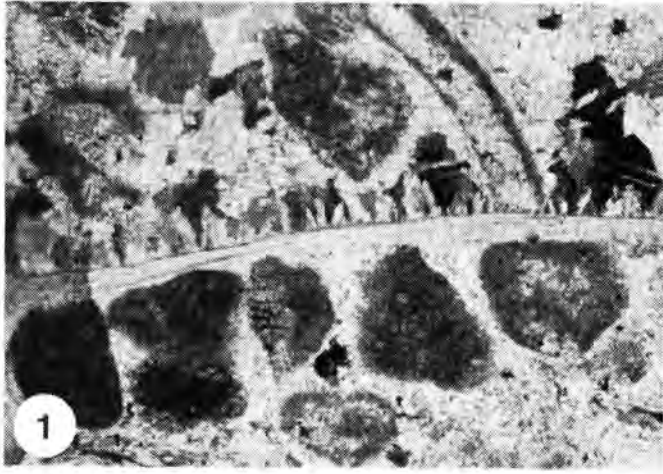
Fig. 5: Vug in lagunären Sedimenten des MF-Typs 2a.
 Profil Pobil, 67,40 m, oberes Oberapt. Bildbreite: 2,4 mm.

Fig. 6: Drusy Calcite Spar in Kluft.
 Profil Montanisell, 67,10 m, oberes Oberapt. Bildbreite: 2,4 m.

Fig. 7: Chalcedon verdrängt den grobkristallinen Blockzement in einer Kluft.
 Profil Abella, 100 m, Unteralb. Bildbreite: 0,9 mm.

Fig. 8: Chalcedon in einer größeren, ehemals mit Blockzement gefüllten Kluft.
 Profil Abella, 100 m, Unteralb. Bildbreite: 0,9 mm.

TAFEL 10



TAFEL 11

Fig. 1: Mikritklast und umgebendes mikritisches Sediment.

Rasterelektronenmikroskopaufnahme eines gebrochenes Klötzchens.
 Profil Cabó, 17,45 m, oberes Oberapt.

Fig. 2: Mosaikmikrite (Bildmitte) und Mikrosparit (rechter und linker Bildausschnitt).

Profil Cabó, 17,45 m, oberes Oberapt.

Fig. 3: Tonhäute um Mikrosparitkristalle zeigen diagenetische Verdrängungseffekte an.

Angeätzte Probe.
 Profil Cabó, 30,00 m, oberes Oberapt.

Fig. 4: Mikrosparit.

Angeätzte Probe
 Profil Cabó, 30,00 m, oberes Oberapt.

Fig. 5: Echinodermenfragment im unteren Teil des Bildes, Mikritmatrix im oberen Teil.

Polierte Probe.
 Profil Cabó, 11,60 m, oberes Oberapt.

Fig. 6: Mapping mit der WDX: Sr- Verteilung.

Das Sr ist an die Matrix gebunden und zeigt ton- und quarzreichere Partien im Schliff an.
 Der Bildausschnitt entspricht Taf. 11, Fig. 5, Profil Cabó, 11,60 m, oberes Oberapt.

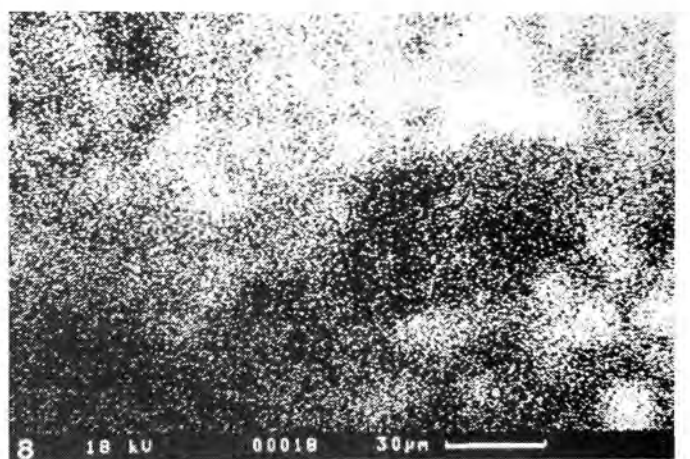
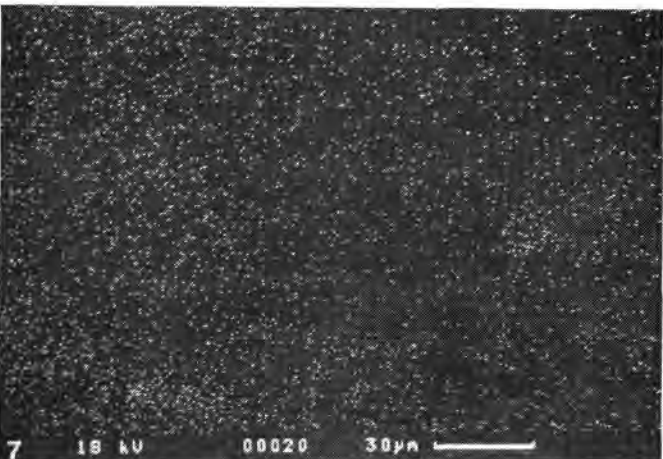
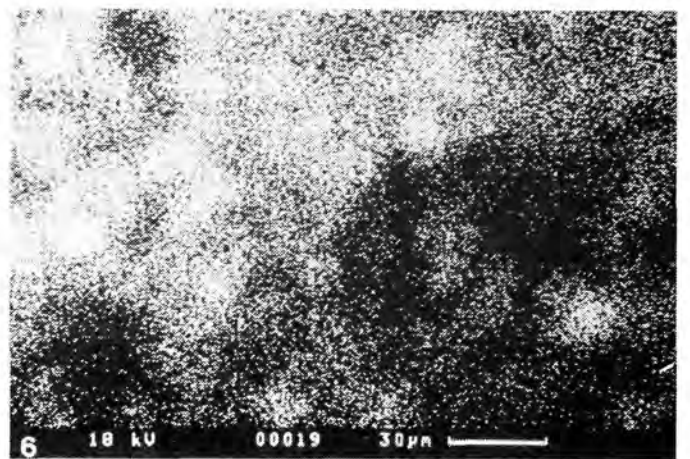
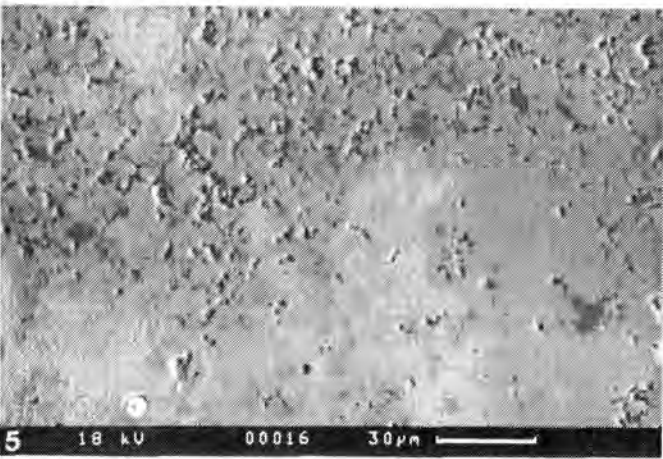
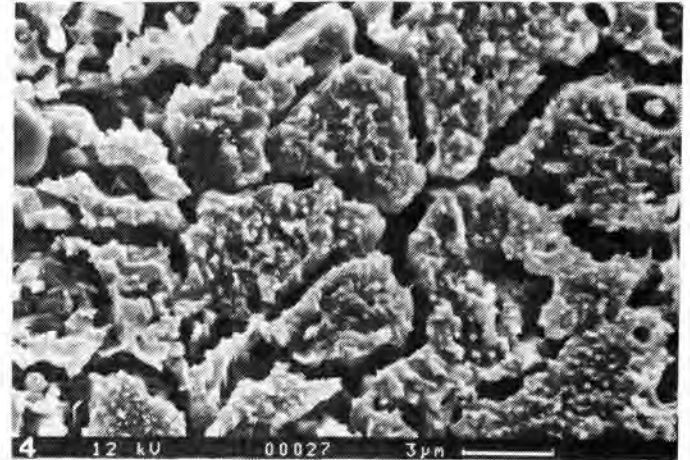
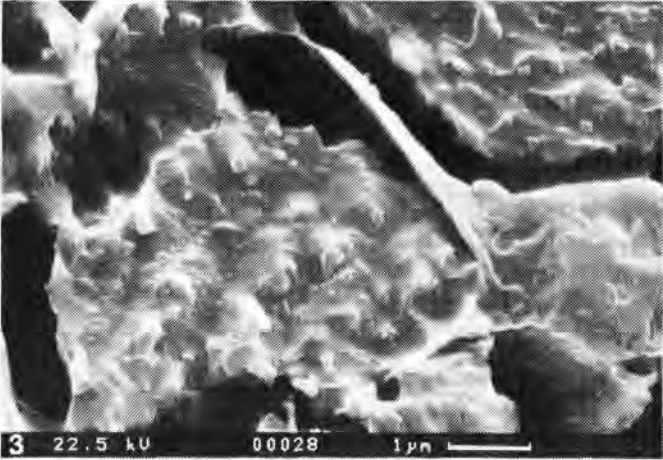
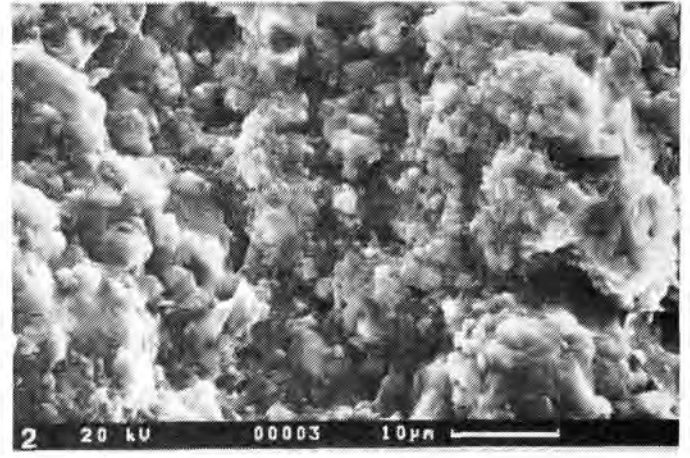
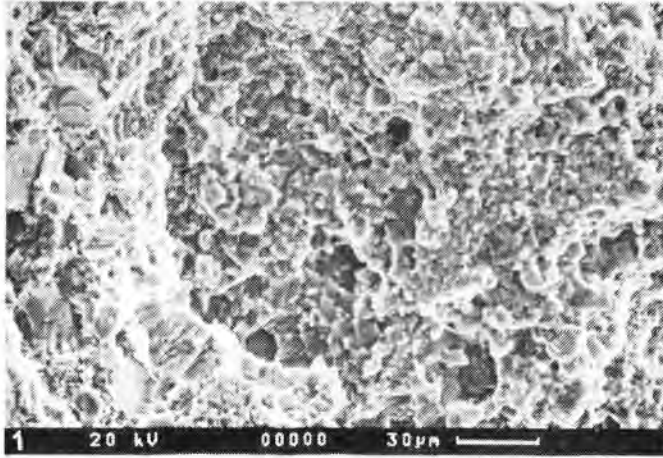
Fig. 7: Mapping mit der WDX: Sr-Verteilung.

Die fast gleichmäßige Sr-Verteilung zeigt nur eine kleine Anreicherung im Bildausschnitt unten links. Das Sr ist hier an das Echinodermenfragment (primär HMC) gebunden.
 Der Bildausschnitt entspricht Taf. 11, Fig. 5, Profil Cabó, 11,60 m, oberes Oberapt.

Fig. 8: Mapping mit der WDX: Al-Verteilung.

Die Al-Verteilung entspricht im wesentlichen der Si-Verteilung. Das Al ist weitgehend an Tonminerale gebunden.
 Der Bildausschnitt entspricht Taf. 11, Fig. 5, Profil Cabó, 11,60 m, oberes Oberapt.

TAFEL 11



II. PROFILE DER OBEREN FONT BORDONERA UND IN LLUÇÀ FORMATION

Da die Profile sehr unterschiedlich in ihrer Ausbildung sind, werden sie im folgenden getrennt beschrieben. Die verschiedenen Profile wurden in lithologische Einheiten unterteilt, die mit dem Anfangsbuchstaben des Profils und durchgehenden Nummern gekennzeichnet sind.

II.1. Profil Pobil

(Abb. 18 bis 20)

Das Profil liegt ca. 1,5 km E' Pobil. Es beginnt am Punkt R 3 52 550; H 46 73 400 (Topographische Karte: Cartografía Militar de España, Serie L., E. 1:50 000, Blattnr. 34-11 (253), 1985).

II.1.1. Basale Kalk-Einheit:

P1-0 bis 6,30 m

Die Basis des Profils bilden dünnbankige, wellig geschichtete (Strömungsrippeln) und darüber planar kreuzgeschichtete, z.T. mäßig ausgewaschene Packstones. Bis 40 % der Grundmasse bestehen aus granularem Sparit. Die auftretenden MF-Typen 3 und 5 werden von Echinodermenbruchstücken dominiert. Am Top ist ein erhöhtes Auftreten von Dasycladaceen (meist *Salpingoporella* sp.) zu beobachten.

Environment: Sand Shoals. Die z.T. fehlende Auswaschung zeigt eine Sedimentation in etwas geschützteren Bereichen an, z.B. am Fuß einer solchen Shoal. Die Schrägschichtung weist aber eindeutig auf Sedimentation oberhalb der FWB hin. Eine Unterscheidung zwischen einem Beach-Barrier oder Beach Ridge System kann nicht getroffen werden. Das vermehrte Auftreten der Dasycladaceen am Top spricht aber für das Vorhandensein einer Lagune.

P2-6,30 bis 17,50 m

Es folgen ca. 1 m dünnbankige (10 cm) Kalke des MF-Typs 12 und darüber eine 10 m mächtige Folge aus dünn- bis dickbankigen (20 bis 80 cm), z.T. mergeligen und knolligen Kalken, in denen ebenfalls MF-Typ 12 dominiert. Die Sedimente sind in der Regel mäßig ausgewaschen - bis 30 % der Grundmasse besteht aus granularem Sparit mit Pseudopeloiden - und der Anteil der Komponenten ist mit 60 % hoch. Einige Lagen enthalten vermehrt (bis 5 %) gröberen Molluskenschill und Fragmente von Flachwasserbiogenen (Rotalgen, GGF, Dasycladaceen, Korallen) treten gemein auf. Bei 9,80 bis 10,70 m tritt ein gradierter Packstone auf.

Environment: Diese Sedimente werden als Mid Ramp-Ablagerungen gedeutet. Der stetige Eintrag aus flacheren Bereichen spricht gegen größere Tiefen. Der gradierte Packstone bei 9,8 m wird als Tempestit interpretiert. Die vorhandene Auswaschung wird auf schwache Bodenströmungen zurückgeführt. Das Sedimentationsmuster ist gegenüber P1 retrograd.

P3 - 17,50 bis 30,05 m

Auf 45 cm feinschichtige, dunkelgraue Mergel folgen dünnbankige (10 bis 30 cm), knollige Kalke und Kalkmergel, die mit 10 cm mächtigen, feinschichtigen Mergel alterniert sein können. Im unteren Teil der Kalke dominiert MF-Typ 13 (Foraminiferen-Echinodermen-Spicula-Mikrit) und im oberen Teil (ab 25 m) dominieren die MF-Typen 11 (Schill-Detritus-Biomikrit) und 12 (Foraminiferen-Echinodermen-Intrabiomikrit). Beginnend mit hohem Spiculaanteil, dominieren im oberen Teil Echinodermen und Schalenfragmente. Während an der Basis der Kalke die Grundmasse bis zu 40 % aus granularem Sparit besteht, zeigen im oberen Teil viele Pseudopeloiden die leichte Auswaschung an. Der untere Abschnitt weist einen höheren Anteil an Bahamit Peloiden auf. Alle Proben führen schwach Glaukonit (< 1 %).

Environment: Die Abfolge geht sukzessiv von der Outer Ramp in den Bereich der Mid Ramp über. Der variiereende Mergelanteil kann sowohl auf wechselndem terrigenen Eintrag als auch auf schwankender Karbonatproduktion beruhen. Die gleichzeitig mit dem Karbonatanteil variierende Zusammensetzung der Komponenten deutet auf schwankende Karbonatproduktion hin. Insgesamt ist erst eine Retrogradation der Fazies gegenüber P2 festzustellen, innerhalb des Abschnitts ist dagegen eine Progradation zu beobachten. Der relativ hohe Auswaschungsgrad der Sedimente zeigt vorhandene Bodenströmungen an.

P4 - 30,05 bis 32,00 m

Dieser Abschnitt beginnt über einer erosiven Basis (Solmarken) mit einer 55 cm mächtigen, planar schräggeschichteten, gradierten Bank des MF-Typs 12, die an der Basis gröberen (1 bis 3 cm) Schill, Echinodermenfragmente, Serpeln und z.T. doppelklappige Brachiopoden führt. Ab 30,60 m folgen kreuzgeschichtete, dünnbankige Packstones der MF-Typen 5 und 6. Außerdem sind benthische Kleinforaminiferen, biogener Detritus und Intraklasten in größeren Häufigkeiten vorhanden. Geringe Auswaschung und hoher Matrixanteil kennzeichnen diese Sedimente.

Environment: Der Sedimentationsraum lag in der distalen Inner Ramp im Bereich einer Sand Shoal des Typs 3 (Kap. 5.3.1.2.). Die geringe Mächtigkeit der Sedimente deutet auf distale Ausläufer einer im Barre hin. Die Sedimentation ist gegenüber P3 progradierend und der Tempestit an der Basis zeigt die Ausbildung einer Diskontinuitätsfläche an.

P5 - 32,00 bis 36,30 m

In dünn- bis dickbankige (10 bis 60 cm) Packstones (MF-Typen 10 und 13) sind zum Hangenden zunehmend Mergelbänke eingeschaltet. Der Echinodermenanteil ist hoch und die Matrix rein mikritisch.

Environment: Die Sedimente sind dem Bereich proximale bis distale Mid Ramp zuzuordnen. Die Sedimentation ist retrograd.

P6 - 36,30 bis 42,75 m

Über ca. 2 m mächtigen, feinschichtigen Mergeln folgt eine Wechsellagerung von dünnbankigen, z.T. mergeligen und knolligen Kalken und dünnen Mergellagen. Packstones des MF-Typs 13 führen zum Hangenden zunehmend flachmarine Komponenten (GGF, Orbitolinenfragmente, Bryozoen, gerundete Fragmente von Gerüstbildnern, Rotalgen, Dasycladaceen, *Boueina* sp., Austern, Rudistenfragmente, Rindenkörner) und können lokal Echinodermen dominiert sein (MF-Typen 8, 9 und 11). Bei 41 m ist ein 2 m breiter Channel eingeschnitten.

Environment: Der Sedimentationsraum lag im Bereich der Wellenbasis, d.h. im Übergangsbereich Inner Ramp / Mid Ramp. Gute Rundung der Komponenten und der Channel zeigen vorhandene höherenergetische Bereiche an. Der Anteil an Mergellagen weist auf Sedimentation unterhalb der Wellenbasis hin. Gegenüber P5 ist Progradation der Fazies zu beobachten, innerhalb der Abfolge zeigt sich schwache Progradation bis Aggradation.

P7 - 42,75 bis 54,50 m

Abschnitt P7 wird von dünnbankigen (5 bis 10 cm), wellig geschichteten (symmetrische Strömungsrippeln), mäßig ausgewaschenen Packstones der MF-Typen 4 und 5 dominiert. Während im unteren Teil Intraklasten, Detritus, Schill, Kleinforaminiferen und Echinodermenfragmente bei geringem Dasycladaceenanteil (selten hoch, MF-Typ 2b) dominieren, nimmt der Anteil an flachmarinen Komponenten (GGF, Bryozoen, Korallenfragmente, Orbitolinen, Austern und Rudistenschalen, sparitische Intraklasten mit umgelagerten Blockzementen und Rindenkörner) und die Auswaschung zum Hangenden deutlich zu. Die schlecht sortierten Komponenten sind bis 2 mm groß. Mehrere bis 2 m breite, 1 m tiefe Channels sowie einige Schichten ohne Anzeichen für höhere Energie (MF-Typen 7 und 10) unterbrechen die Abfolge. Bei 46,30 m fällt erhöhter Glaukonit-Anteil auf. Syntaxiale Rindenzemente sind in diesem Abschnitt relativ häufig.

Environment: Sedimentationsraum ist die proximale Inner Ramp mit einer progradierenden Sand Shoal (Typ 3) im Bereich knapp oberhalb der Wellenbasis. Die Zunahme flachmariner Biogene zum Hangenden der Abfolge wird als Progradation gedeutet.

P8 - 54,50 bis 58,00 m

Die Wechsellagerung von feinschichtigen Mergeln und dünnbankigen (20 bis 30 cm), feinschichtigen Wackestones wird von Foraminiferen, Peloiden und Detritus dominiert.

Environment: Sedimentationsraum ist die proximale Outer Ramp. Die Sedimentation ist stark retrograd.

P9 - 58,00 bis 64,30 m

Dieser Abschnitt wird aus einer Wechsellagerung von dünn- bis dickbankigen (20 bis 40 cm), knolligen, leicht mergeligen Wacke- bis Packstones der MF-Typen 10 und 13 mit dünnbankigen, kalkigen Mergeln (4 bis 15 cm mächtige Lagen) gebildet. Pseudopeloidbildung ist in geringen Maßen vorhanden.

Environment: Der Sedimentationsraum liegt im Übergangsbereich proximale Outer Ramp (MF-Typ 13) / distale Mid Ramp (MF-Typ 10). Gegenüber P8 setzt eine leichte Progradation ein.

P10 - 64,30 bis 67,90 m

Schwach knollige, dünnbankige Packstones (MF-Typen 7, 8, 13 und 9) führen einzelne gröbere Komponenten (verkieserter Schill, irregulärer Seeigel, Schwammbruchstück). Es dominieren echinodermenreiche, dichtgepackte Faziestypen mit zum Hangenden zunehmendem Anteil flachmariner Komponenten (GGF, Orbitolinen, Korallen-, Kalkschwammfragmente, Rindenkörner und sparitische Intraklasten) und abnehmendem Spicula- und Kleinforaminiferenanteil. Mikritische Lithoklasten sind häufig und Detritus, Pseudopeloiden, Pelletoiden und gerundeter umkristallisierter Schill sind vorhanden. Am Top der Abfolge sind einige feine (1 bis 2 cm mächtige) Mergellagen eingeschaltet.

Environment: Insgesamt wird dieser Abschnitt dem Bereich proximale Mid Ramp bis distale Inner Ramp zugeordnet. Ein leicht progradierender Trend ist innerhalb der Abfolge zu beobachten.

P11 - 67,90 bis 74,70 m

Die Wechsellagerung von leicht knolligen, dünnbankigen Wackestones bis Packstones mit 5 bis 20 cm mächtigen, feinschichtigen Mergellagen wird von dem echinodermenreichen MF-Typ 10 dominiert. Den Top des Abschnitts bilden 60 cm feinschichtige Mergel.

Environment: Fazieszone ist die distale Mid Ramp mit relativ hohem Kalkschlammeintrag. Gegenüber P10 ist Retrogradation, d.h. ein relativer Meeresspiegelanstieg zu beobachten.

P12 - 74,70 bis 77,20 m

Über dünnbankigen Packstones des MF-Typs 12 mit fragmentierten, flachmarinen Komponenten (1 %) folgen wellig geschichtete (symmetrische Strömungsrippeln) Packstones des MF-Typs 4. Auswaschung ist auf starke Pseudopeloidbildung beschränkt. Auffällig ist häufiges Auftreten von Dasycladaceen und syntaxialen Rindenzementen.

Environment: Infolge deutlicher Progradation gelangt der Sedimentationsraum in den Bereich distale bis proximale Inner Ramp. Es kommt nicht zur Ausbildung mächtiger Sand Shoals, aber die Strömungsrippeln am Top der Abfolge zeigen zunehmende Wellenenergie an, so daß die Entwicklung einer sehr flachen Shoal oder die Ausbildung von Sheetstrukturen anzunehmen ist.

P13 - 77,20 bis 97,90 m

Dieser Abschnitt beginnt mit 60 cm stark mergeligen Wackestones, die größerem Schill führen. Diese werden von 80 cm dünn- bis dickbankigen, knolligen, Dasycladaceen und Spicula führenden Wackestones (MF-Typ 2a) überlagert. Darüber folgen 10 m Wechsellagerung von feinschichtigen, dunkelgrauen Mergeln mit dünnbankigen, feinschichtigen, knolligen Wackestones des MF-Typ 1 (Spicula und Detritus führende Mikrite). Die Menge der Kalkbänke nimmt nach oben ab. Ab 88 m folgen knollige, teilweise mergelige Wacke- bis Pack-

stones. Diese führen entweder wieder vermehrt Dasycladaceen, Spicula, benthonische Foraminiferen (häufig Lituoliden), Detritus, Rindenkörner, Schill und Lithoklasten (MF-Typ 2b) oder sind als mergeliger Spicula-Pelmikrite (MF-Typ 1) ausgebildet. Bei 95 m ist eine 50 cm mächtige Kalkbank des MF-Typ 2a mit vielen Dasycladaceen eingeschaltet. Das Sediment ist schichtweise ausgewaschen. Alle MF-Typen führen häufig Pyrit.

Environment: Das gesamte Schichtpaket kann einer offenen bis etwas eingeschränkten Lagune zugeordnet werden. Die stärker mergeligen, MF-Typ 1 dominierten Abschnitte, werden dabei leicht eingeschränkten Bereichen zugeordnet, während die von den MF-Typen 2a und 2b dominierten kalkigeren Abschnitte offene Lagunen repräsentieren.

Auffällig ist die nur geringe Mächtigkeit der Sand Shoal im Liegenden der Schichten (P12). Diese progradiert infolge relativer Meeresspiegelabsenkung nach W und schnürt so die Lagune ab. Zu den etwas eingeschränkten Bedingungen mit starker Schlammakkumulation und eingeschränkter Fauna (MF-Typ 1, Mergellagen), kann weitere Progradation bei sinkendem relativen Meeresspiegel, sowie eine besser ausgebildete Shoal geführt haben. Der Abschnitt zeigt insgesamt im unteren Teil ein aggradierendes und im oberen Teil ein leicht retrogrades Sedimentationsmuster.

P14 - 97,90 bis 106,30 m

Die dünn- bis dickbankigen Sedimente bestehen im wesentlichen aus planar kreuzgeschichteten Packstones, in die oft kleinere (0,5 bis 1 m tiefe, 1 bis 3 m breite) Channels eingeschnitten sind. Besonders häufig treten diese im unteren Teil des Schichtpakets auf. Dünne 2 bis 3 cm mächtige Mergellagen können eingeschaltet sein; selten sind die Schichten leicht mergelig. Die Fazies beginnt mit Glaukonit-haltigen Echinodermen-Foraminiferen-Biointramikriten (MF-Typ 9), in die sich die schräggeschichteten, lokal häufige Spicula oder Schalenfragmente führenden Echinodermen-Foraminiferen-Detritus-Biopelmikrite (MF-Typ 6) erosiv einschneiden. Auffällig ist der trotz höherenergetischen Schrägschichtung hohe Mikrit- und geringe Komponentengehalt (30 bis 40 %) und der hohe Pyrit-Gehalt am Top der Abfolge.

Environment: Fazieszone ist die höherenergetische Inner Ramp mit einer Sand Shoal des Typs 3. Das Sedimentationsmuster ist gegenüber P11 retrograd.

P15 - 106,30 bis 112,70 m

Mit erosiver Basis beginnen dünn- bis dickbankige mergelige Wackestones, in die im unteren Teil ebenfalls kleine Channels eingeschnitten sind. Die Abfolge beginnt mit benthischen Foraminiferen führenden Spicula-Detritus-Pelmikrite (MF-Typ 1, Wackestone) und geht über in Spicula-Dasycladaceen-Detritus-Mikrite (MF-Typ 2a, Wackestone). Sie endet mit Dasycladaceen führenden Biomikriten (MF-Typ 2b), die stark umkristallisierten Komponenten und Dolomithomboedern am Top aufweisen.

Environment: Infolge Progradation der Shoals gelangt das Profil erneut in den Bereich der La-

gune. Die Faziesentwicklung innerhalb dieses Abschnitts ist retrograd. Aus stärker eingeschränkten Bereichen (MF-Typ 1) mit gering diverser Fauna geht die Fazies über in eine Flachwasserfazies (MF-Typ 2a und 2b) im leeseitigen Bereich der Sand Shoals.

P16 - 112,70 bis 120,25 m

Planar schräggeschichtete Packstones (MF-Typ 6) an der Basis und wellig geschichtete (Strömungsrippeln) Packstones (MF-Typ 6) am Top werden von eben geschichteten, reichlich flachmarine Organismen führenden grobklastischen Bryozoen-Biointramikriten und -spariten mit GGF und Korallenfragmenten (MF-Typ 7 und 8) unterbrochen. Aragonitische Rindenzemente, syntaxiale Rindenzemente um Echinodermen und partielle Dolomitisierung sind häufig.

Environment: Der Sedimentationsraum lag in der Inner Ramp im Bereich von Sand Shoals und in angrenzenden, flachmarinen, niederenergetischen Zonen im Lee der Sand Shoals. Gegenüber P15 tritt Retrogradation auf. Innerhalb des Schichtpaketes sind erst retrograde und dann prograde Sedimentationsmuster zu beobachten.

P17 - 120,75 bis 130,00 m

Die dünnbankige Wechsellagerung aus feinschichtigen bis flaserschichtigen Kalkmergeln, Wacke- und Packstones wird nach oben zunehmend mergeliger. Die Echinodermen-Detritus-Biopelmikrite (MF-Typ 2b) führen schlecht ausgebildete Pseudopeloide, einen hohen Anteil an Lituoliden sowie dasycladaceenreichere Lagen.

Environment: Fazieszone ist eine Lagune in der proximalen Inner Ramp, die sich im Profil infolge Progradation abbildet.

P18 - 130,00 bis 131,50 m

In dickbankige, foraminiferenreiche Packstones (MF-Typ 12) sind 30 cm Mergel eingeschaltet.

Environment: Fazieszone ist die proximale Mid Ramp. Der Übergang in eine deutlich tiefermarine Fazies zeigt retrograde Sedimentationsmuster an.

P19 - 131,50 bis 137,00 m

Feinschichtige Mergel mit eingeschalteten, knolligen Kalklagen gehen in knollige Kalkmergel und in schwach knollige ausgebildete Kalke über. Es dominieren Foraminiferen-Detritus-Mikrite (MF-Typ 2b) mit Echinodermenfragmenten, Spicula und Dasycladaceen.

Environment: Die Lagunenfazies progradiert erneut in den Bereich des Profils.

P20 - 137,00 bis 148,00 m

Leicht knollige, mergelige Kalke (MF-Typ 11 und 12) gehen, unterbrochen von einer Mergellage, in leicht wellig geschichtete Foraminiferen-Intrabiomikrite, -sparite (MF-Typ 3 und 9) und grobklastische Bryozoen-Biointrasparrite (MF-Typ 7) über. Die Sedimente sind schichtweise gut ausgewaschen. Häufig treten syntaxiale Rindenzemente um Echinodermen auf, selten sind ehemals aragonitische oder Mg-calcitische Rindenzemente ausgebildet.

Environment: Die Sedimentation dieses Abschnitts beginnt in der proximalen Mid Ramp. Ab ca. 142 m ist ein langsamer Übergang in die Inner Ramp Fazies zu beobachten. Insgesamt charakterisieren erst retrograde Sedimentationsmuster und innerhalb der Abfolge beginnende erneute Progradation diesen Profilschnitt.

P21 - 148,00 bis 152,00 m

Dickbankige (bis 40 cm), leicht welliggeschichtete Packstones (MF-Typ 7 und b) führen flachmarine Komponenten und im oberen Teil vermehrt Dasycladaceenfragmente, Rindenkörner und reichlich Bahamit Pelioide. An der Basis treten syntaxiale Rindenzemente um Echinodermen und Dolomitrhomboeder auf.

Environment: Die Sedimentation ist allgemein in einen Backshoal-Bereich einzuordnen. Gegenüber P20 progradiert die Fazies ins Becken.

P22 - 152,00 bis 156,30 m

Dieser Abschnitt beginnt mit 1 m schräggeschichteten Packstones (MF-Typ 5), in die ein 2 m breiter Channel eingeschnitten ist. Die darüber folgenden z.T. welliggeschichteten (Strömungsrippeln) Packstones (MF-Typ 8) zeichnen sich durch hohen Anteil von Echinodermenfragmenten (bis 30 %), Schalenfragmente, (u.a. von Ostreen und Rudisten), Lituoliden und partiell auch von Dasycladaceen aus. Untergeordnet treten andere flachmarine Komponenten auf (GGF, Bryozoen, Rotalgen und Rindenkörner). Zum Hangendem abnehmende Auswaschung und zunehmende Häufigkeit von syntaxialen Rindenzementen wird beobachtet.

Environment: Die Sedimentation ist erneut retrograd. Über den lagunären Sedimenten von P21 liegen Sand Shoals. Innerhalb der Abfolge ist ein Rückgang der Wellen- und Strömungsenergie zu beobachten, was sich vor allem in der Abnahme der Auswaschung zeigt.

P23 - 156,30 bis 160,90 m

Die Inner Ramp Fazies von P22 geht in dünnbankige (5 bis 10 cm), mergelige Wackestones (MF-Typ 14) über, in die zum Hangenden zunehmend 5 bis 10 cm mächtige Mergellagen eingeschaltet sind. Textulariide Foraminiferen, primitive Sand-schaler, Spicula und Detritus sind die häufigsten Komponenten.

Environment: Ein schneller relativer Meeresspiegelanstieg führt zu Retrogradation der Fazies. Das Profil gelangt in den Bereich der Outer Ramp.

II.1.II. Obere Kalk-Mergel-Einheit

P24 - 160,90 bis 166,40 m

Die dickbankigen, leicht knolligen, mergeligen Packstones (MF-Typ 8) setzen mit scharfer Grenze ein. Eingeschaltete 1 bis 2 cm mächtige Mergellagen enden bei 165 m. Darüber folgen dünnbankige Packstones des MF-Typs 10. Im gesamten Abschnitt sind Echinodermen die dominierende Komponente. Schichtweise sind die Sedimente ausgewaschen, bis zu 80 % der Grundmasse bestehen aus granularem Sparit.

Environment: Infolge einer Regression gelangt das Gebiet erneut in den Bereich der distalen Inner Ramp bis proximalen Mid Ramp. Das Sedimentationsmuster ist gegenüber P24 ist progradierend, innerhalb der Abfolge jedoch aggradierend.

Aufgrund der wesentlich gleichmäßigeren Ausbildung des folgenden Abschnitts des Profils wird dieser Teil zusammenfassend beschrieben. Ab 166,40 m bis 225,85 m sind diverse, ca. 8 m mächtige thickening-upward Zyklen zu beobachten. Diese können in drei sich wiederholende Abschnitte gegliedert werden.

Unterer Teil der Zyklen

Die Zyklen beginnen jeweils mit 1 bis 3 m dünnbankigen (10 bis 20 cm), oft knolligen, bioturbaten Packstones und Wackestones, in die häufig dünne Mergellagen eingeschaltet sind. Der Übergang aus den Tops der liegenden Zyklen ist immer relativ scharf. Die Faziestypen reichen von MF-Typ 13 (Foraminiferen-Spicula-Mikrit) bis 14 (Spicula-Foraminiferen-Mikrit). Es dominieren feinagglutinierende Foraminiferen (Textulariiden und einfache Sand-schaler). Im oberen Teil des Profils können vereinzelt planktische Foraminiferen (Hedbergellen oder Ticinellen) auftreten. Die Komponentenmenge nimmt gegenüber den Zyklentops häufig stark ab (bis auf 30 %). Die Sedimente sind sehr feinkörnig (Korndurchmesser meist < 0,3 mm) und können lokal ausgewaschen sein.

P25a - 166,35 m bis 168,80 m

P26a - 172,15 m bis 174,30 m

P27a - 179,00 m bis 183,00 m

P28a - 187,35 m bis 189,00 m

P29a - 194,15 bis 197,10 m

P30a - 204,80 m bis 205,60 m

P31a - 211,90 m bis 213,90 m

Environment: Die Fazies reicht von der proximalen bis in die distale Outer Ramp. Prinzipiell sind retrograde Sedimentationsmuster infolge relativen Meeresspiegelanstiegs zu beobachten, was auch der rasch ansteigende Mergelanteil anzeigt. Teilweise ist der unterliegende Zyklustop nur durch lithologische Unterschiede gekennzeichnet, während die Mikrofazies sich kaum unterscheidet. Insgesamt bildet sich immer eine Retrogradation der Fazies ab.

Mittlerer Abschnitt der Zyklen:

Es folgen jeweils 2 bis 4 m feinschichtige oder dickbankige, knollige Mergeln oder dünnbankige, intern feingeschichtete Kalkmergel der MF-Typen 13 oder 14 (Foraminiferen-Spicula-Packstones und Spicula-Foraminiferen-Detritus-Wackestones). Darüber folgen 2 bis 3 m in der Regel knollige, z.T. mergelige Wacke- bis Packstones, die im wesentlichen aus MF-Typ 14 (Echinodermen-Foraminiferen-Spicula-Mikrite) gebildet werden. Insgesamt ist thickening-upward zu beobachten. Die Korngröße bleibt klein und die Fazies ändert sich nur geringfügig. Die Komponentenmenge kann insgesamt etwas ansteigen (25 bis 50 %). Pseudopeloide und Bahamit Pelioide sind relativ häufig (10 bis 20 %), lokal treten Pellets auf.

- P25b** - 168,80 m bis 171,15 m
P26b - 174,30 m bis 177,70 m
P27b - 183,00 m bis 186,75 m
P28b - 189,00 m bis 191,60 m
P29b - 197,10 m bis 200,60 m
P30b - 205,60 m bis 208,90 m
P31b - 213,90 m bis 220,85 m

Environment: Dieser Teil der Zyklen ist generell in die Outer Ramp einzustufen. Die Fazies variiert zwischen proximaler und distaler Outer Ramp, was sich speziell in der Menge der Komponenten bemerkbar macht. In einigen Zyklen ist ein leicht progradierender Trend zu beobachten, d.h. ein leichtes relatives Absinken des Meeresspiegels.

Oberer Abschnitt der Zyklen

Den Top der Zyklen bilden 1 bis 4 m mächtige etwas dicker bankige, teilweise knollige Packstones. Der obere Teil der Zyklen weist ein weites Spektrum von MF-Typen auf. Die relativ unterschiedlichen MF-Typen 8, 9, 10, 12 und 13 können auftreten (Echinodermen-Biomikrite mit Schill, Foraminiferen-Intrabiomikrite bis -sparite, Echinodermen-Mikrite, Foraminiferen-Echinodermen-Intrabiomikrite und Foraminiferen-Spicula-Mikrite). Partiiell sind fast alle genannten Faziestypen von unten nach oben in der umgekehrten Reihenfolge aufgeschlossen. Deutliche Zunahme der flachmarinen Komponenten ist in diesen Fällen zu beobachten (GGF, Orbitolinen, Molluskenschill, Lituoliden, Rotalgen, seltener Dasycladaceen, Fragmente von Gerüstbildnern und Aggregatkörner). Lithoklasten sind häufig und lokal tritt detritischer Quarz auf. Einige Schichten sind leicht bis mäßig ausgewaschen und lokal gut sortiert.

- | | |
|-----------------------------------|---|
| P25c - 171,15 bis 172,15 m | Mid Ramp |
| P26c - 177,70 bis 179,00 m | Proximale Outer Ramp |
| P27c - 186,75 bis 187,35 m | Proximale Outer Ramp |
| P28c - 191,60 bis 194,15 m | Distale Inner Ramp |
| P29c - 200,60 bis 204,80 m | Proximale Mid Ramp bis distale Inner Ramp |
| P30c - 208,90 bis 211,90 m | Proximale Mid Ramp bis distale Inner Ramp |
| P31c - 220,85 bis 225,85 m | Mid Ramp |

Lokal können gut ausgebildete syntaxiale Rindenzemente um Echinodermen vorkommen. Die Einheiten P26c, P27c, P29c, und P30c führen am Top erhöhten Glaukonitgehalt. Der zweite Zyklus hat einen dreiteiligen Top der sich in der Fazies nur gering vom unteren Teil der Zyklen unterscheidet.

Environment: Die Fazieszonen reichen von der proximalen Outer Ramp bis in die distale Inner Ramp. Sind Inner Ramp Faziestypen vorhanden, kann eine Progradation der Fazies von der Proximalen Mid Ramp bis in die Inner Ramp beobachtet werden. Generell sind progradierende oder aggradierende Sedimentationsmuster zu beobachten, die auf Absinken des Meeresspiegels zurückgeführt werden, wobei die Rate deutlich variiert.

II.II. Profil Cabó

(Abb. 21 und 22)

Das Profil liegt ca 2,5 km S' Cabó. Es beginnt am Punkt R 3 54 700; H 46 75 800 (Topographische Karte: Cartografía Militar de España, Serie L., E. 1:50 000, Blattnr. 34-11 (253), 1985).

II.II.I. Basale Kalk-Einheit

Profil Cabó beginnt zeitlich mit dem gleichen Zyklus wie Profil Pobil (siehe I.I.I.) und ist insgesamt in etwas tiefere Bereiche einzuordnen.

C1 - 0 bis 3,90 m

In dünnbankige, partiell schräggeschichtete Packstones sind wenige dünne Mergellagen eingeschaltet.

Environment: Inner Ramp, Shoal und Foreshoal Bereich.

C2 - 3,90 bis 8,45 m

Die dünn- bis dickbankige, z.T. leicht knolligen Pack- bis Floatstones werden von den MF-Typen 11, 12 und seltener 13 dominiert. Die Foraminiferen-Detritus-Schill- und Intraklasten-Mikrite und -Biopelmikrite zeigen nach oben abnehmend schichtweise relativ gute Auswaschung. Eintrag an Flachwasserkomponenten ist gemein vorhanden. Bei 5,30 m sind syntaxiale Rindenzemente und primär aragonitische oder Mg-calcitische Rindenzemente zu beobachten. In größeren Abständen sind Mergelbänke eingeschaltet.

Fazieszone: Mid Ramp Bereich mit geringem Eintrag aus flacheren Bereichen. Die nach oben abnehmende Auswaschung deutet jedoch auf moderate Progradation der Fazies innerhalb des Abschnitts hin.

C3 - 8,45 bis 17,40 m

Wechselagerung von dünn- bis dickbankigen, lokal knolligen Packstones mit bis 40 cm mächtigen Mergellagen. Spicula-Foraminiferen-Detritus-Pelmikrite (MF-Typ 13) dominieren und können schwach bis mäßig ausgewaschen sein. Lokal sind schillreiche Faziestypen eingeschaltet (MF-Typ 11 bei 11,15 m und 15,80 m). Der Anteil an Echinodermenfragmenten nimmt nach oben insgesamt etwas zu; die Menge benthischer Kleinforaminiferen nimmt etwas ab. Im oberen Teil ist ein geringer Eintrag an Flachwasserfossilien zu beobachten (Bryozoen- und Rotalgenfragmente). Die durchschnittliche Korngröße liegt bei 0,3 bis 0,6 mm.

Environment: Proximale Outer Ramp. Die Auswaschung einiger Proben weist auf vorhandene Bodenströmung hin. Infolge dieser entstanden trotz niedriger Sedimentationsraten relativ dicht gepackte Packstones bilden. Gegenüber C2 ist die Sedimentation retrograd. Die Zunahme des flachmarinen Eintrages nach oben deutet einen leicht progradierenden Trend innerhalb der Abfolge an.

C4 - 17,40 bis 24,00 m

Die Wechselagerung von dünn- bis dickbankigen Packstones mit dickbankigen Mergeln ist im mittleren Teil nicht aufgeschlossen. Im unteren Teil do-

minieren Echinodermen-Mikrite (MF-Typ 10) die nach oben in Foraminiferen-Biopelmikrite (MF-Typ 12 und 13) übergehen. Die Sedimente sind häufig leicht ausgewaschen und die durchschnittliche Korngröße nimmt nach oben leicht zu.

Environment: Distale Mid Ramp und Proximale Outer Ramp. Gegenüber C4 zeigt sich ein retrograder Trend. Innerhalb der Abfolge ist insgesamt eine leichte Progradation der Fazies zu beobachten.

C5 - 24,00 bis 34,90 m

Die folgende Abfolge setzt mit einer scharf begrenzten Bank ein, die an der Basis Solmarken aufweist. Sie besteht aus dickbankigen Packstones und ist aus insgesamt 4 lithofaziellen Abschnitten aufgebaut.

Der unterste Abschnitt (24,00 bis 27,00 m) besteht aus den MF-Typen 10 und 11, in denen Echinodermenfragmente oder Schill dominieren. Auswaschung ist nur in Form von Pseudopeloidbildung vorhanden.

Der zweite Abschnitt (bis 28,90 m) zeigt eine wesentlich breitere Faziesverteilung; die MF-Typen reichen von 2b über 8, 9, und 10 bis 11. Generell ist ein hoher Anteil an Echinodermenfragmenten, Schill und benthischen Kleinforaminiferen (relativ viele Cuneolinen) vorhanden und lokal treten vermehrt Dasycladaceen, GGF und Bryozoen auf.

Der dritte Abschnitt (bis 32,60) besteht aus den MF-Typen 7, 8, und 9. Die grobklastischen Biomikrite und Echinodermen-Biomikrite führen einen hohen Anteil flachmariner Komponenten (Rotalgenfragmente, gerundete Fragmente von Gerüstbildner, GGF, Bryozoen, *Boueina* sp., Austernfragmente und Molluskenschill, Rinden- und Aggregatkörner). Ab 30,00 m ist ein leichter Rückgang der für offenermarine Bereiche typischeren Komponenten und eine Zunahme von Dasycladaceen zu beobachten. Unter den häufigen benthischen Kleinforaminiferen dominieren Lituoliden. Syntaxiale Rindenzemente und primär aragonitische oder Mg-calcitische Rindenzemente sind relativ häufig, selten treten auch Dolomithomboeder auf. Lokal sind die Sedimente schichtweise ausgewaschen.

Der vierte Abschnitt zeigt im Prinzip die gleiche Fazies, ist aber etwas mergeliger ausgebildet.

Environment: Die Abfolge beginnt mit Sedimenten der Mid Ramp die in eine flacher marine, niederenergetische Fazies der Inner Ramp übergeht. Gegen Ablagerung in Backshoal Bereichen spricht die Korrelation mit Shoal Sedimenten im Profil Pobil (P7). Die Abfolge beginnt prograd, zeigt aber innerhalb der einzelnen Abschnitte auch leicht retrograde Trends. Die Zunahme des Kalkschlammanteils im obersten Abschnitt kann eine beginnende Transgression anzeigen.

C6 - 34,90 bis 44,00 m

Eine dünnbankige Kalk-Mergel-Wechselagerung wird von 2 m mächtigen, dünnbankigen Knollenkalken (MF-Typ 14) im oberen Teil unterbrochen. Die Sedimente setzen sich aus den Echinodermenreichen MF-Typen 10, 11, 12 und 13 zusammen, die in umgekehrter Reihenfolge auftreten. Auffällig ist der mäßig häufige Dasycladaceengehalt in allen Proben.

Environment: Insgesamt liegt die Sedimentation im Bereich der Mid Ramp vor, mit Ausnahme der Knollenkalken, die in der Outer Ramp entstanden sind. Gegenüber C5 ist Retrogradation der Fazies zu beobachten. Innerhalb des Abschnitts dagegen zeigt sich im obersten Teil eine leichte Progradation.

C7 - 44,00 bis 52,00 m

An der Basis knollige mergelige Wacke- und Packstones gehen in ebenschichtige mergelige Packstones über. Die Fazies besteht aus den MF-Typen 11, 13 und 14.

Environment: Allgemein ist von einer Sedimentation im Bereich der Outer Ramp auszugehen, wobei die schillreichen Sedimente eine kurzfristige Progradation der Mid Ramp-Fazies anzeigen. Gegenüber C6 ist ein retrograder Trend zu beobachten, innerhalb der Abfolge ist der Trend jedoch prograd.

C8 - 52,00 bis 54,00 m und C9 - 54,00 bis 60,00 m

Dünn- bis dickbankige Packstones zeigen eine stark variierte Fazies. Dasycladaceenreiche Detritus-Mikrite und Biomikrite (MF-Typen 2a und 2b) wechseln mit schillreicheren Faziestypen (MF-Typen 11 und 13).

Environment: C8 ist im Bereich der Mid Ramp entstanden, C9 in der Inner Ramp. Die mit Ostracoden vergesellschafteten Dasycladaceen deuten auf lagunäre Verhältnisse hin, die schillreichen Sedimente eher auf eine Sedimentation im Bereich der proximalen Mid Ramp. Es fehlen Anzeichen einer progradierenden Sand Shoal. Vermutlich bildet sich infolge einer relativen Meeresspiegelabsenkung eine offene Schelf Lagune aus. Gegenüber C 7 ist hier eindeutig eine Progradation zu beobachten.

C10 - 60,00 bis 67,80 m

Dünnbankige Packstones und mergelige Packstones sind durch wellige Schichtung (Strömungsrippeln) charakterisiert. Es dominieren gut ausgewaschene oder schichtweise gut ausgewaschene MF-Typen 11 und 12 (Schill-Intrabiomikrite und -sparite; Foraminiferen-Intrabiomikrite und -sparite). Charakteristisch ist größere Häufigkeit von Lituoliden (insbesondere der ansonsten seltenen *Nautiloculina* sp.), mikritischen Intraklasten, Rindenkörnern und Schill. Echinodermen, GGF, Aggregatkörner und Rotalgenfragmente sind mäßig häufig. Syntaxiale Rindenzemente bilden einen Großteil des Sparits und primär Mg-calcitische Rindenzemente zeigen frühdiagenetische Zementation an. Weniger gut ausgewaschene Faziestypen zeigen eine ähnliche Zusammensetzung. In mergeligeren Bereichen können auch Spicula-Mikrite (MF-Typ 1) auftreten.

Environment: Die Sedimentation erfolgte im Bereich einer progradierenden Sand Shoal (Typ 1) in der Inner Ramp. Dieser Bereich zeigt als einziger außer den Sedimentstrukturen auch Auswaschung als Kennzeichen für die Shoal-Bildung. Kurzzeitig bilden sich bei weiterer Progradation lagunäre Verhältnisse aus (MF-Typ 1).

C11 - 67,80 bis 70,70 m

Dickbankige (bis 1 m) Packstones sind im unteren Teil mergelig, stark geklüftet und gestört. Die Packstones des MF-Typs 8 (Echinodermen-Biointramikrit mit grobklastischen Flachwasserkomponenten) führen einzelne gröbere (\varnothing mehrere cm) Komponenten. Außer Echinodermen, gut erhaltenen cyclostomaten Bryozoen und Lithoklasten ist ein zum Hangenden zunehmender Gehalt an GGF (bis 5%, u.a. *Buccicrenata* sp.), gerundeten Orbitolinen, Schalenfragmenten und Fragmenten von Gerüstbildnern ausgebildet. An der Basis treten hyalinschalige benthische Foraminiferen, *Rivularia* sp. und *Boueina* sp. auf, am Top vermehrt Dasycladaceen (ca. 3 %). Syntaxiale Rindenzemente von Echinodermen an der Basis und ehemals aragonitische Rindenzemente charakterisieren die Diagenese.

Environment: Der MF-Typ 8 kann sowohl in Channels, im Foreshoal und Backshoal Bereich auftreten. Sowohl der zunehmende Gehalt an Dasycladaceen als auch das häufige Auftreten von der für niederenergetische, flachmarine Zonen typischen Foraminifere *Buccicrenata* sp. deutet auf Backshoal Bereiche hin. Daraus ergibt sich gegenüber C10 und ebenso innerhalb dieses Abschnitts ein progradierender Trend der Fazies.

C12 - 70,70 bis 75,50 m

Die Wechsellagerung besteht aus bis 70 cm mächtigen Mergeln (nur an der Basis), Kalkmergeln und dickbankigen (bis 1 m) Kalken. Die Kalke beginnen mit schichtweise leicht ausgewaschenen, echinodermenreichen Packstones (MF-Typ 12 oder 7), darüber folgen Wacke- und Packstones mit Dasycladaceen, Spicula, wenigen benthischen Foraminiferen (MF-Typ 1) und nur wenigen anderen Komponenten (bis 4 % Dasycladaceen, MF-Typ 2a). Die Kalkmergel bestehen aus bioturbaten Wackestones, die im wesentlichen Spicula, schlecht abgegrenzter Pseudopeloide in großer Häufigkeit sowie benthische Foraminiferen führen.

Environment: Die Sedimente werden als Ablagerungen einer offenen (MF-Typ 2a) und zum Teil etwas isolierteren (MF-Typ 1) Lagune interpretiert. Der Anteil der benthischen Foraminiferen und Echinodermenfragmente spricht gegen einen vollständigen Abschluß der Lagune. Das Sedimentationsmuster bleibt progradierend.

C13a - 75,50 bis 79,00 m

In dünnbankige (bis 30 cm), knollig ausgebildete und bioturbate Wackestones sind 10 bis 15 cm mächtige Mergellagen eingeschaltet. Die Wackestones bestehen im wesentlichen aus Spicula-Foraminiferen-Mikriten (MF-Typ 14 und 15, Komponentenmenge: ca. 30 %). Kleine benthische Foraminiferen (einfache Sandschaler und textulariide Formen dominieren), Spicula, Detritus und Pseudopeloide stellen den größten Teil der Komponenten. Lithoklasten, Cuneoliden und Milioliden fehlen fast vollständig. Schill und Echinodermen treten untergeordnet auf.

Environment: Diese Sedimente werden als Ablagerungen der Outer Ramp interpretiert. Daraus er-

gibt sich ein deutlicher Meeresspiegelanstieg gegenüber C12 und ein stark retrograder Trend.

C13b - 79,00 bis 82,10 m

Die Komponentenmenge der Karbonate nimmt gegenüber C13a insgesamt deutlich zu (Packstones, MF-Typen 11 und 13), ebenso der Anteil an Detritus, Echinodermen und Schalenfragmenten. Unter den Foraminiferen nehmen die Textulariiden und die Cuneoliden zu. Bei 79,60 m ist ein auffallend hoher Glaukonit-Gehalt zu beobachten (3%).

Environment: Dieser Faziestyp ist in etwas flachere Bereiche als C13a, d.h. in die proximale Outer Ramp, einzustufen. Er unterscheidet sich jedoch von diesem insgesamt nur gering. Eine leichte Progradation der Fazies ist ausgebildet.

C14a - 82,10 bis 82,80 m

Die Packstones sind an der Basis stark mergelig und im unteren Bereich leicht wellig geschichtet. Die Abfolge ist zum Hangenden scharf abgegrenzt. Die Schill-Detritus-Biopelmikrite (MF-Typ 11) zeichnen sich durch einen relativ hohen Dasycladaceenfragmenten- (bis 2 %) und Spicula- (bis 10 %) Anteil aus. Auffallend ist der hohe Gehalt an detritischem Quarz im unteren Teil. Die Foraminiferen-Assoziation ist durch textulariiden Formen, Lituoliden, Cuneoliden und Milioliden gekennzeichnet. Insgesamt liegt ein Übergangstyp zu MF-Typ 2b vor.

Environment: MF-Typ 11 ist an sich dem Bereich der proximalen Mid Ramp zuzuordnen. Das stimmt mit der Ablagerung im Hangenden von Outer Ramp Sedimenten überein. Gegen Ablagerung auf der Mid Ramp spricht der hohe Dasycladaceen-Gehalt, die bevorzugt in Lagunen auftreten. Eine offene "Schelflagune", die durch nur leichte Reliefveränderung, im Zusammenhang mit Meeresspiegelabsenkung entstehen kann, oder eine Position direkt im Anschluß an einen solchen geschützten Bereich kommt als Sedimentationsraum in Frage. Lage am Ende von Channels oder Eintrag der Dasycladaceen bei Stürmen sollte sich in den Sedimentstrukturen bemerkbar machen, und wird somit als unwahrscheinlich eingestuft.

C14 b - 82,80 bis 84,50 m

Die dünnbankigen (10 bis 20 cm) Packstones sind knollig bis flaserig ausgebildet, bioturbat und schichtweise schwach ausgewaschen. Die Foraminiferen-Schill-Detritus-Biopelmikrite (MF-Typ 11) führen reichlich Spicula und unterscheiden sich im wesentlichen durch den Rückgang der Dasycladaceen von C14a.

Environment: Durch leicht retrograde Sedimentation, infolge eines relativen Meeresspiegelanstiegs, gelangt der Sedimentationsraum wieder in den Bereich der proximalen Mid Ramp.

C15a - 84,50 bis 86,10 m

Auf 40 cm Mergel folgen knollige, im oberen Teil gut ausgewaschene Packstones. Diese sind zum Hangenden hin scharf begrenzt. Die Echinodermen-Biomikrite (MF-Typ 10) führen detritischen Quarz, mehr benthische Foraminiferen (Lituoliden am Top), vereinzelt flacher marine Komponenten und

weisen gut ausgebildete syntaxiale Rindenzemente auf.

Environment: Gegenüber C14b ist ein progradierender Trend zu erkennen, der sich innerhalb der Abfolge fortsetzt, so daß der Sedimentationsraum in den Bereich der Wellenbasis gelangt (gute Auswaschung).

C15b und 15c - 86,10 bis 88,20 m

20 cm Mergel werden von im unteren Bereich dünnbankigen und im oberen Bereich dickbankigen Packstones überlagert. Die Fazies entwickelt sich von Foraminiferen-Spicula-Echinodermen-Biopelmikriten (MF-Typ 12, Abschnitt 15b) in dasycladaceenhaltige (bis 3%) Foraminiferen-Lithoklasten-Detritus-Biopelmikrite (MF-Typ 2b, Abschnitt C15c). Lokal ist außer Feinschichtung Schrägschichtung und ein erhöhter Glaukonit-Gehalt (1%) zu beobachten.

Environment: Die Sedimentation ist gegenüber C15a erst retrograd (relativer Meeresspiegelanstieg), innerhalb der Abfolge aber prograd. Die Fazies beginnt mit Mid Ramp-Sedimenten, die in Backshoal- oder Lagunensedimente übergehen. Eine offene Inner Ramp Lagune wird als Sedimentationsraum angenommen.

C16a und 16b - 88,20 bis 93,95 m

Beginnend mit 40 cm Mergeln setzt eine Abfolge aus dünn- (30 cm) bis dickbankigen (50 cm) Packstones ein, die einen thickening-upward Trend zeigen. Im unteren Teil sind mergelige Zwischenlagen eingeschaltet. Die Kalke bestehen aus schichtweise gut ausgewaschenen Foraminiferen-Echinodermen-Intrabiopelmikriten (MF-Typ 12) mit einzelnen größeren Schill oder Serpuliden. Die fast ausschließlich benthischen Foraminiferen sind fein agglutinierend (Textulariiden und häufig Cuneoliden). Ein zum Hangenden abnehmender Spicula-Gehalt und zunehmender Gehalt an Echinodermen- und Dasycladaceenbruchstücken (ca. ab m 92,10 Übergang in MF-Typ 2b) sowie das Auftreten von Aggregatkörnern und syntaxialen Rindenzementen um Echinodermen im oberen Teil charakterisieren die Abfolge. Am Top tritt vermehrter Glaukonit-Gehalt auf.

Environment: Die Sedimente sind im Bereich der distalen bis proximalen Mid Ramp entstanden. Eine leichte Retrogradation gegenüber C15 an der Basis geht in einen progradierenden Trend innerhalb der Abfolge über. Auch hier ist durch die Dasycladaceenfragmente, die Nähe einer offenen "Schelflagune" belegt.

C17a - 93,95 bis 98,00 m und

C17b - 98,00 bis 103,20 m

Im unteren Bereich dickbankig, bioturbate, knollige Packstones (Foraminiferen-Echinodermen-Spicula-Mikrit, C17a) mit cm-mächtigen Mergellagen gehen zum Hangenden erst in dünnbankige knollige und dann in eben geschichtete, bioturbate Packstones des MF-Typs 11 (C17b) über. Gleichzeitig mit der Zunahme an gerundetem Schill nimmt der Anteil an benthischen Foraminiferen (meist feinagglutinierend) und Spicula ab.

Environment: Der Sedimentationsraum wandert vom Bereich der Outer Ramp in die Zone der Mid Ramp. Gleichzeitig nimmt der terrigene Eintrag (Tonanteil) etwas ab. Die Fazieszonen zeigen erst Retrogradation (gegenüber C14) und dann Progradation innerhalb der Abfolge.

C18 - 103,20 bis 106,20 m

In knollige, bioturbate Packstones (Foraminiferen-Echinodermen-Spicula-Pelmikrite, MF-Typ 13) sind 1 bis 3 cm mächtige Mergellagen eingeschaltet.

Environment: Die Sedimentation erfolgte im Bereich der proximalen Outer Ramp. Gegenüber C17 ergibt sich ein retrogrades Sedimentationsmuster.

C19a - 106,20 bis 109,00 m und

C19b - 109,00 bis 114,00 m

In dickbankige, leicht mergelige, knollige Pack- und Wackestones sind zum Hangenden zunehmend feine (1 bis 3 cm) Mergellagen eingeschaltet. Die Fazies beginnt mit Foraminiferen-Echinodermen-Intrabiospariten (MF-Typ 12), die von feinagglutinierenden, benthischen Foraminiferen (relativ häufig Cuneoliden) und Echinodermenfragmenten (z.T. mit primär Mg-calcitischen Rindenzementen) dominiert werden. Ab ca. 109 m dominieren Spicula-Foraminiferen-Detritus-Pelmikrite und Mikrite (Wackestones, MF-Typ 14).

Environment: Die Sedimentation entwickelt sich erst retrograd und auf den Outer Ramp-Ablagerungen von C18 entstehen Mid Ramp Sedimente. Ab 109 m setzt ein retrograder Trend ein und der Sedimentationsraum gelangt erneut in die Outer Ramp.

C20 - 114,00 bis 116,30 m

Der Übergang von C19 in C20 ist durch eine markante lithologische Grenze, bedingt durch eine starke Abnahme der Mergelanteile, gekennzeichnet. 2,30 m ungeschichtete, bioturbate Packstones bestehen von der Basis zum Top aus den Faziestypen 14, 10, 13, 9 und 12, wobei von der Basis zum Top der Anteil an flachmarinen Bioklasten (GGF, Gerüstbildnerfragmente, Bryozoen, größere (bis 0,5 cm) Lithoklasten und Dasycladaceen) insgesamt zunimmt (bis 10 % der Komponenten). Gleichzeitig ist eine Zunahme der Auswaschung (bis zu 70 % granularer Sparit), der Menge der syntaxialen Rindenzemente um Echinodermen und ein Ansteigen des Glaukonit-Gehalts zu beobachten.

Environment: Insgesamt ist eine Sedimentation im Bereich der proximalen Mid Ramp anzunehmen. Das Vorkommen der Faziestypen 9 und 10, sowie der hohe Auswaschungsgrad zeigen die Nähe der Wellenbasis an. Das Sedimentationsmuster ist prograd.

C21 - 116,30 bis 118,20 m

Dünnbankige schwach ausgewaschene, bioturbate Packstones bestehen ausschließlich aus Foraminiferen-Echinodermen-Spicula-Pelmikriten (MF-Typ 13). Feinagglutinierende, seltener kalkschalige Foraminiferen (primitive Sandschaler und Textulariiden), kleine (\varnothing 200 μ m) Echinodermenfragmente, Spicula und Detritus stellen 70 % der Komponenten

ten. Auffällig ist der hohe Anteil an mikritisierten Komponenten (20 %) und die häufigen syntaxialen Rindenzemente um Echinodermen.

Environment: Der Sedimentationsraum liegt im Bereich der proximalen Outer Ramp. Gegenüber C20 ist die Sedimentation retrograd.

C22 - 118,20 bis 120,30 m

Die dünnbankigen Packstones unterscheiden sich lithologisch kaum von C21, die Mikrofazies ist jedoch durch einen deutlich höheren Anteil flachmariner Komponenten gekennzeichnet. Foraminiferen-Echinodermen-Intrabiomikrite (MF-Typ 12) gehen in Echinodermen-Biomikrit mit Schill (MF-Typ 8) über. Echinodermenfragmente, Schill, Dasycladaceen-, Rotalgenfragmente, Cuneolinen nehmen zu und am Top sind zusätzlich GGF, Bryozoen und Fragmente von Gerüstbildner vorhanden.

Environment: Sedimentation im proximalen Mid Ramp Bereich mit erhöhtem Eintrag aus der Inner Ramp wird angenommen. Gegenüber C22 und innerhalb des Abschnitts sind progradierende Sedimentationsmuster vorhanden.

C23 - 120,30 bis 128,00 m

Dünnbankige Packstones bestehen im wesentlichen aus MF-Typ 13. Agglutinierende Kleinforaminiferen, feinkörnige Echinodermenfragmente und Spicula bilden den Hauptteil der Komponenten.

Environment: Outer Ramp. Das Sedimentationsmuster ist erneut retrograd.

C24 - 128,00 bis 131,00 m

Dickbankige Packstones führen in größerer Häufigkeit flachmarine Komponenten (MF-Typ 7). Zum Hangenden ist zunehmende Auswaschung zu beobachten.

Environment: Inner Ramp. Progradation ist sowohl gegenüber C23 als auch innerhalb der Abfolge (zunehmende Auswaschung) ausgebildet.

II.II.II. Obere Kalk-Mergel-Einheit

Die obere Kalk-Mergel-Einheit beginnt bei 131 m. Der Übergang aus der Basalen Kalk-Einheit ist relativ unmarkant und wird nur aufgrund der Korrelation mit Profil Pobil an die Basis der folgenden lithologischen Einheit gelegt.

Ab hier kann die obere Kalk-Mergel-Einheit ebenso wie im Profil Pobil schon im Gelände in Zyklen 4. Ordnung eingeteilt werden. Innerhalb der einzelnen 5 bis 8 m mächtigen Zyklen ist thickening-upward und ein leichter Rückgang des Mergelgehalts zu beobachten. Auch hier können der Zyklen in drei Teile untergliedert werden.

Unterer Teil der Zyklen

Den unteren Teil der Zyklen bilden meist ca. 1 m mächtige dünnbankige (10 bis 20 cm), z.T. leicht knollige, bioturbate Packstones, seltener Wackestones (MF-Typen 8 und 12 bis 14), in die wenige feine (1 bis 5 cm) Mergellagen eingeschaltet sind. Die Basis des Abschnitts ist in der Regel durch sprunghafte Abnahme der Bankmächtigkeiten recht deutlich ausgebildet. Innerhalb des Ab-

schnitts ist z.T. geringfügiges finning-upward zu beobachten. Die Grenze zum Hangenden ist fließend und nur durch eine sukzessive Zunahme der Mergel charakterisiert. Die Fazies schwankt von Foraminiferen-Echinodermen-Intrabiomikriten (MF-Typ 12) bis zu den häufigeren Foraminiferen-Echinodermen-Spicula-Mikriten (MF-Typ 13) und Spicula-Foraminiferen-Detritus-Mikriten (MF-Typ 14). Bei 136,50 m wird der untere Teil des zweiten Zyklus aus Flachwasserkomponenten-führenden Echinodermen-Biosparit (MF-Typ 8) gebildet. Generell führen die Packstones vor allem Kleinforaminiferen, kleinen Echinodermenfragmenten, Spicula, Detritus und Lithoklasten. Unter den meist feinagglutinierende Foraminiferen dominieren primitive Sand-schaler und Textulariiden. Cuneolinen und Milioliden sind nur selten und in der Regel kleinwüchsig. Treten Komponenten aus flachmarinen Bereichen auf (GGF, Gerüstbildnerfragmente, Rotalgen, Bryozoen, Serpeln und Orbitolinen), nimmt die Menge gegenüber dem liegendem Zyklustop ab.

Alle Proben zeigen geringe Auswaschung der Grundmasse in Form von Pseudopeloidbildung. Gleichzeitig ist ein hoher Anteil an mikritisierten Komponenten (Pelleteide) vorhanden. Bis 137 m ist etwas stärkere Auswaschung und Bildung von granulearem Sparit im entstandenen Porenraum zu beobachten.

C25a - 131,00 m bis 132,50 m

C26a - 136,30 m bis 137,20 m

C27a - 141,40 m bis 142,20 m

C28a - fehlt

C29a - 154,80 m bis 156,20 m

Environment: Die Sedimentation ist gegenüber dem unterliegenden Top eines Zyklus immer retrograd. Der Sedimentationsraum reicht von der distalen Inner Ramp bis in die proximale Outer Ramp, liegt meistens im Mid Ramp Bereich und generell etwas tiefer als der des liegenden Zyklustops. Im unteren Bereich des Profils sind etwas flachere Faziestypen ausgebildet als in den jüngeren Schichten, was eine generelle Vertiefung des Faziesraumes widerspiegelt. Die Mergelzunahme zum Hangenden und das Fining-Upward entstehen durch Abnahme des Kalkeintrags und spiegeln einen retrograden Trend innerhalb der einzelnen Abschnitte, d.h. einen ansteigenden relativen Meeresspiegel wider.

Mittlerer Abschnitt der Zyklen

Der mittlere Abschnitt der Zyklen ist ca. 5 m mächtig, geht fließend aus dem unteren Abschnitt hervor und ist nach oben in der Regel durch deutliche Unterschiede in der Bankung gut abgegrenzt. In dünn- bis dickbankigen, lokal knolligen und mergeligen Wacke- und Packstones können nach oben abnehmend mit bis 10 cm Mergellagen wechselgelagert sein. Sie zeigen in der Regel schwaches thickening-upward. Bis 150 m des Profils kann dieser Abschnitt in einen basalen mergelreichen und einen oberen kalkreicheren Teil untergliedert werden. Die Foraminiferen-Echinodermen-Spicula-Pelmikrite (MF-Typ 13 und 14) führen feinagglutinierende und kalkschalige Kleinforaminiferen und sind lokal leicht ausgewaschen.

C25b - 132,50 m bis 134,70 m

- C26b** - 137,20 m bis 140,40 m
C27b - 142,20 m bis 147,20 m
C28b - 148,05 m bis 153,80 m
C29b - 156,20 m bis 160,90 m

Environment: Die Fazies liegt immer im Bereich der proximalen bis distalen Outer Ramp. Gegenüber der Basis der Zyklen zeigt sich ein retrogrades Sedimentationsmuster, innerhalb der Abschnitte ist eine Zunahme der Kalkanteile zu beobachten, die durch leichte Progradation erklärt werden kann.

Oberer Abschnitt der Zyklen

Die 0,8 bis 2,10 m mächtigen Tops der Zyklen sind durch spontane, deutliche Zunahme der Bankmächtigkeiten (bis 1,50 m) und Reduktion des Mergelanteils auf seltene, feine (1 cm) Lagen gekennzeichnet. Die Fazies umfaßt ein weites Spektrum und reicht von MF-Typ 7 (grobklastischer Bryozoen-Intramikrit) bis MF-Typ 13 (Foraminiferen-Echinodermen-Spicula-Mikrit), wobei eine generelle Tendenz zu tieferen Faziestypen im oberen Teil zu beobachten ist.

Es ergibt sich folgende Verteilung:

- C25c** - 134,70 m bis 136,30 m - MF-Typ 13 und 8 - proximale Mid Ramp
C26c - 140,40 m bis 141,40 m - MF-Typ 13 - Proximale Outer Ramp
C27c - 147,20 m bis 148,05 m - MF-Typ 13 - Proximale Outer Ramp
C28c - 153,80 m bis 154,80 m - MF-Typ 12 - Distale Mid Ramp.

Die MF-Typen 7 und 8 führen GGF, Gerüstbildnerfragmente, Bryozoen und Rindenkörner. Die Proben aus C26c sind stärker ausgewaschen und enthalten einen relativ hohen Anteil an granularem Sparit (bis 90 % der Grundmasse). Fast alle Proben zeigen unabhängig vom Faziestyp häufige Ausbildung von syntaxialen Rindenzementen um Echinodermenfragmente. Die Abschnitte C26c, C27c, C28c weisen leicht bis stark erhöhte Glaukonit-Gehalte auf.

Environment: Gegenüber dem mittleren Teil der Zyklen ist ein progradierendes oder ab C26c aggradierendes Sedimentationsmuster zu beobachten. Im Abschnitt C25 ist die relative Meeresspiegelabsenkung ausreichend, um den Faziesbereich deutlich in flachere Bereiche der Rampe zu verschieben. Ab C26 kann keine eindeutige relative Absenkung des Meeresspiegels beobachtet werden. Die Veränderung der Sedimentationsmuster deuten aber auch hier einen Wechsel des Meeresspiegels an. Sie ist allein durch einen Übergang von progradierenden in aggradierende Sedimentationsmuster und die Abnahme des Mergelgehalts, bzw. eine Zunahme des Kalkeintrags, gekennzeichnet.

II.III. Profil Montanisell

(Abb. 23 und 24)

Das Profil liegt ca. 500 m E' Montanisell. Es beginnt am Punkt R 3 56 525; H 46 73 400 (Topographische Karte: Cartografía Militar de España, Serie L., E. 1:50 000, Blattnr. 34-11 (253), 1985). Profil Montanisell beginnt 50 m oberhalb der siliziklastischen Lage, d. h. das Profil setzt in der unteren Font Bordonera Formation ein.

II.III.1. Untere Font Bordonera Formation

M1 - 0,00 bis 1,40 m

Wechsellagerung von dünn- bis dickbankigen (10 bis 40 cm) Floatstones und Mergeln. Die Floatstones sind durch massenhaftes Auftreten Handteller großer, *in situ* erhaltener Ostreen gekennzeichnet (nach ROSELL (1967) *Ostrea (liostrea) cf. pasiphae* COQUAND und nach MARTIN (1976) *Ostrea macropora* SOW.). Die Begleitfauna bilden Terebrateln, Rhynchonelliden und Pectiniden. Charakteristisch ist der hohe Gehalt an Glaukonit. Die Abfolge endet mit einer stark Glaukonit-haltigen, mergeligen Kalkbank, die keine Austern mehr führt.

Environment: Sedimentationsraum war die distale Inner bis proximale Mid Ramp (vergl. Kap. 5.3.2.).

M2 - 1,20 bis 33,80 m

In nach oben zunehmend kalkige, feinschichtige Mergel sind in Abständen von 0,5 bis 5 m dünnbankige (10 bis 20 cm), mergelige Mud- und Wackestones eingeschaltet. Die Mergel sind unterschiedlich stark bioturbat (einzelne Gänge bis stark zerwühlt), mit zunehmendem Kalkanteil bildet sich eine Bankung im 10 bis 20 cm Abstand aus. Im Dünnschliff zeigt sich ein Foraminiferen-Pelmikrit (MF-Typ15), in dem feinagglutinierende Foraminiferen (meist textulariide Formen) dominieren. Hyalinschalige, benthische Gattungen wurden mäßig häufig beobachtet, planktische Formen dagegen nur sehr selten. Außer Foraminiferen sind Pseudopeloide relativ häufig. Folgende Komponenten kommen in geringen Mengen vor: kleine Fragmente von Echinodermen (< 0,2 mm), Spicula (Monaxome), Ostrakoden, Detritus und Intraklasten. Glaukonit, Pyrit und Verkieselungen sind authigen entstanden. Quarz und Glaukonit treten zusätzlich detritisch auf. Der Komponentendurchmesser bleibt im allgemeinen unter 0,2 mm, Internschichtung ist im mm-Bereich ausgebildet.

Environment: Die Sedimente sind im Bereich der distalen Outer Ramp entstanden. Die Sedimentation ist von der autochthonen Hintergrundsedimentation geprägt. Gut durchlüftetes Bodenwasser wird von der reichlich ausgebildeten Bioturbation belegt. Der Glaukonit-Anteil deutet auf geringe Sedimentationsraten hin (ODIN & MATTER 1981). Gegenüber den Austernhorizonten sind ein deutlicher Meeresspiegelanstieg und somit retrograde Sedimentationsmuster zu erkennen.

M2 - 33,80 bis 46,45 m

Zwei bis drei Meter mächtige Schichtpakete von dünnbankigen, intern leicht wellig feingeschichteten Wackestones wechseln mit 0,5 bis 2 m mächtigen, dünnbankigen Mergeln. Kalke und Mergel sind

leicht bioturbat und feingeschichtet. Die Wackestones bestehen in der Regel aus Foraminiferen-Spicula-Detritus-Mikriten und Pelmikriten (MF-Typ 14). Gegenüber M1 nimmt die Häufigkeit der Foraminiferen und z.T. der Spicula deutlich zu. Schalen und Algenfragmente sind selten. Die Foraminiferen-Assoziation verändert sich nicht. Etwas häufiger sind mikritisierte Foraminiferen zu beobachten (5%) und der Glaukonitgehalt steigt etwas an.

Environment: Die Fazieszone ändert sich im Prinzip wenig. Die geringe Zunahme der Komponenten und des Kalkanteils kann auf absinkenden Meeresspiegel zurückgehen, was im wesentlichen aus Korrelation mit den Profile Cabó und Pobil gefolgert wird. Bei 46,45 m enden die Ostreen-Mergel (FB4) und es beginnt die basale Kalk-Einheit (FB5).

II.III.II. Basale Kalk-Einheit

M3 - 46,45 bis 53,80 m

Die folgenden feinschichtigen (mm bis cm) oder dünnbankigen (5 bis 15 cm) Mergel werden zum Hangenden etwas kalkiger und sind in der Regel bioturbat. Die braungrauen Wacke- und Mudstones enthalten Foraminiferen und Spicula, nur selten cm großen Schill.

Environment: Sedimentationsraum ist weiterhin die Outer Ramp. Zunehmender Mergelanteil deutet einen Meeresspiegelanstieg an.

M4 - 53,80 bis 57,75 m

Dünnbankige, intern feinschichtige, mergelige Wackestones sind mit kalkigen Mergeln wechselgelagert. Mergel und Wackestones sind bioturbat. Der Abschnitt endet mit einem 45 cm mächtigem Wackestone. Die Fazies ändert sich nach oben wenig (MF-Typ 13). Die Echinidenfragmente und Pseudopeloide nehmen leicht zu, die Spicula dagegen ab. Die Foraminiferen-Assoziation ändert sich kaum, zu den Textulariiden gesellen sich wenige Lituoliden, der Kalkschaleranteil nimmt zu. Der Glaukonitgehalt geht deutlich zurück.

Environment: Die Sedimentation findet gegenüber M3 in etwas flacherem Bereich der proximalen Outer Ramp statt.

M5 - 57,75 bis 64,90 m

Bis 60,35 m stehen feinschichtige, bioturbate Mergel an; darüber knollige, dünnbankige (20 cm), mergelige, bioturbate Wackestones (Foraminiferen-Pelmikrite, MF-Typ 15). Pseudopeloidbildung und Sparitanteile an der Grundmasse (bis 20 %) zeigen leichte Auswaschung an. Bei 62,65 m unterbricht ein 50 cm mächtiger Echinodermen-Packstone die Abfolge (MF-Typ 10). Gleichzeitig steigt der Spicula- und der Detritus-Gehalt, die Gesamtkomponentenmenge und der Glaukonitgehalt (3 %). Bis 64,90 folgen wieder leicht knollige, dünnbankige Spicula-Wackestones (MF-Typ 14b) mit weniger als 25 % Komponenten.

Environment: Distale Outer Ramp: Der Sedimentationsraum vertieft sich gegenüber M4 (Retrogradation der Fazies).

M6 - 64,90 bis 66,80 m

In dünnbankige, gering bioturbate Wacke- und Packstones sind feine Mergellagen eingeschaltet. Foraminiferen-Spicula-Echinodermen-Mikrite bis Pelmikrite (MF-Typ 13) sind mit Spicula-Mikriten (MF-Typ 14b) wechselgelagert. Auffällig ist die für diese Fazies ungewöhnliche Auswaschung der Sedimente, wobei jedoch der Anteil neomorph überprägter Bereiche schwer zu bestimmen ist (Kap. 4.4.2.). Lokal sind Intraklasten häufig und Foraminiferen randlich korrodiert. Der Anteil an Glaukonit ist in diesen Sedimenten relativ hoch (bis 3 %). Trochospirale Foraminiferen dominieren.

Environment: Die Auswaschung zeigt zunehmende Bodenströmung an. Sedimentationsraum ist die proximale Outer Ramp mit geringen Sedimentationsraten (Glaukonitzunahme und Auswaschung). Das Sedimentationsmuster ist progradierend.

M7 - 66,80 bis 70,80

Dünnbankige Wechsellagerung von Mergel und knolligen, feinschichtigen Wackestones. Die Faziestypen entsprechen M6; MF-Typ 14b ist gegenüber MF-Typ 13 etwas häufiger. Lokal können vereinzelte kleine Rotalgenfragmente und Dasycladaceenbruchstücke auftreten. Textulariide Foraminiferen (oft *Dorothia* sp.), relativ häufige *Valvulineria* sp., Lagenina und vereinzelte Hedbergellen charakterisieren die Foraminiferen-Assoziation.

Environment: Die zunehmende Häufigkeit von MF-Typ 14b sowie die Foraminiferenassoziation und der erhöhte Mergelanteil sprechen für erneute geringe Vertiefung des Faziesraumes bis in den Bereich der distaleren Outer Ramp, während die auftretenden Algen das Gegenteil andeuten. Vertiefung bei zunehmender Erosion in flacheren Rampenbereichen ist möglich. Insgesamt liegen retrograde Sedimentationsfolgen vor.

M8 - 70,80 bis 78,50

Dünnbankige Wechsellagerung von Mergeln und Wackestones. Die Faziestypen entsprechen M7, wobei jedoch die MF-Typen 14a und 14b dominieren und der Mergelanteil zunimmt.

Environment: An eine zunehmende Vertiefung des Faziesraumes ist eine Retrogradation der Fazies verbunden.

M9 - 78,50 bis 115,00 m

Feinschichtige, bioturbate, dunkelgraue Kalkmergel führen Kleinforminiferen, Spicula und wenig Detritus. Ab 88,00 bis 92,40 m sind im 1 bis 2 m Abstand 20 bis 40 cm mächtige leicht knollige Wackestones (MF-Typ 14) eingeschaltet.

Environment: Der Trend von M8, die zunehmende Vertiefung, bleibt bis 88 m erhalten, danach setzt ein gegensätzlicher Trend ein. Beginnend mit retrograden Sedimentationsmustern an der Basis von M9 überwiegt im oberen Teil ein progradierender Trend.

M10 - 115,00 bis 126,00 m

Dünnbankige Wackestones und seltener Packstones sind in drei 3 m bis 5 m mächtigen thickening-upward Zyklen arrangiert. Die Zyklen werden von

bis zu 1 m mächtigen Mergellagen getrennt. Im unteren Teil der Zyklen sind die Wackestones mit Mergeln wechselgelagert. Nach oben nimmt der Mergelanteil kontinuierlich ab. Die Packstone werden überwiegend von MF-Typ 14 gebildet.

Environment: In Zusammenhang mit der zyklisch-stratigraphischen Interpretation (Kap. 15.) und der Korrelation mit den Profilen Cabó und Pobil wird die Mergelabnahme als Meeresspiegelabsenkung und Progradation der Fazies interpretiert. Hieraus ergibt sich eine mehrfache Meeresspiegelschwankung für diesen Abschnitt.

M11 - 126,00 bis 150,00 m

Ungegliederte, leicht knollige, dünnbankige, mergelige Wackestones bilden diesen Abschnitt. Zwischen die Kalkbänke sind einige cm mächtige Mergellagen eingeschaltet. Kleinforaminiferen dominierte MF-Typen charakterisieren die Abfolge (MF-Typen 14 und 15).

Environment: Im Vergleich zu M10 verändert sich der Sedimentationsraum nicht.

II.III.III. Obere Kalk-Mergel-Einheit

Die Basis der oberen Kalk-Mergel-Einheit ist im Profil Montanisell von einem markanten Übergang von relativ unegliederten Kalkmergeln der Einheit M11 in 3 bis 5 m mächtige Kleinzyklen geprägt. Auch in diesem Profil ähneln sich die einzelnen Zyklen, so daß sie gemeinsam beschrieben werden können. Es können drei Abschnitte deutlich voneinander unterschieden werden.

Unterer Teil der der Zyklen

Die 1 bis 3 m mächtige Basis der Zyklen besteht aus einer Wechsellagerung von dünnbankigen Mergeln und Wacke- und Packstones. Während in den unteren Zyklen MF-Typ 13 dominiert, sind in den oberen Zyklen die MF-Typen 14 und 15 häufiger. Die Wackestones führen gewöhnlich feinkörnigen Detritus (meist < 100 µm), kleine Intraklasten (50 bis 200 µm), feinen Echinodermenbruch und eine diverse Kleinforaminiferen-Assoziation mit Valvulinen, Dorotheiden und Textulariiden. Partiiell sind Spicula dominant. Selten sind andere Bioklasten (Rotalgen-, Dasycladaceenfragmente und Schilli). Die Grundmasse ist häufig gering mergelig, pseudopeloidreich, lokal mäßig ausgewaschen und/oder neomorph überprägt. Pyrit tritt in Foraminiferenkammern, aber auch feinverteilt in der Matrix auf. Glaukonit kommt lokal in Foraminiferenkammern vor, kann aber auch in anderen Bioklasten und als detritische Körner auftreten. Detritischer Quarz (< 30 µm) tritt in fast allen Proben auf.

Die etwa gleichmächtigen Mergellagen führen eine ähnliche Foraminiferenzusammensetzung und einige Spicula, jedoch kaum Detritus und Echinodermenfragmente. Der Anteil an unlöslichem Rückstand ist meist < 35 %. Nach oben sind die Abfolgen häufig durch einen mergelfreien Wacke- oder Packstone begrenzt.

Insgesamt nimmt der Mergelanteil zum Hangenden deutlich zu, d.h. zum einen nimmt die Mächtigkeit der Mergelbänke innerhalb der Abfolgen zu und zum anderen werden die Kalke mergeliger

M13a	- 147,00 bis 148,45 m
M14a	- 151,70 bis 153,20 m
M15a	- 158,30 bis 159,45 m
M16a	- 163,40 bis 165,40 m
M17a	- 171,80 bis 174,05 m
M18a	- 180,60 bis 182,90 m
M19a	- 187,70 bis 189,90 m
M20a	- 197,70 bis 200,90 m
M21a	- fehlt
Aufschlußlücke 20 m	
M22a	- 230,05 bis 232,75
M23a	- 237,00 bis 239,20
M24a	- 247,25 bis 249,60
M25a	- fehlt
M26a	- 256,20 bis 258,10

Environment: Sedimentationsraum ist die proximale bis distale Outer Ramp. Die Zyklen können mit denen aus Profil Cabó und Pobil korreliert werden. Hieraus ergibt sich eine Retrogradation der Fazies gegenüber dem liegenden Top. Die Sedimente unterscheiden sich hier nur gering in den MF-Typen von den oberen Teilen der unterliegenden Zyklen. Der Verschiedenheit liegt hauptsächlich im deutlich zunehmenden Mergelanteil, der infolge zunehmender Vertiefung des Faziesraums dominiert.

Mittlerer Abschnitt der Zyklen

Der mittlere Abschnitt der Zyklen wird aus 1 bis 4 m mächtigen Mergeln und Kalkmergeln gebildet. Die Sedimente sind in der Regel feinschichtig oder leicht knollig und gering bioturbat. Die Gesamtkomponentenmenge liegt in der Regel unter 30 %. Benthische Kleinforaminiferen bestimmen die Foraminiferenvergesellschaftung (Assoziation entspricht der Basis); Spicula und Detritus sind selten. Der IR-Gehalt der Mergel ist < 35 %.

M13b	- 148,45 bis 150,40 m
M14b	- 153,20 bis 156,00 m
M15b	- 159,45 bis 161,80 m
M16b	- 165,40 bis 169,80 m
M17b	- 174,05 bis 178,00 m
M18b	- 182,90 bis 186,10 m
M19b	- 189,90 bis 191,70 m
M20b	- 200,90 bis 204,70 m
Ausflußlücke 20 m	
M21b	- fehlt
M22b	- 232,75 bis 233,60 m
M23b	- 239,20 bis 244,20 m
M24b	- 249,60 bis 251,20 m
M25b	- 252,90 bis 255,10 m
M26b	- 258,10 bis 261,20 m

Environment: Der Eintrag aus flacheren Bereichen geht hier deutlich zurück, was sich außer in den fehlenden Biogenen auch in der Abnahme des Kalkschlammeintrags widerspiegelt. Infolge fehlender Verdünnung entsteht der höhere IR-Anteil. Der Sedimentationsraum liegt im Bereich der distalen Outer Ramp und die Foraminiferenassoziation entspricht im Prinzip der Sedimentation im Außenschelf. Entsprechend den Zyklen in Profil Cabó und Pobil sind in diesen Abschnitten der Zyklen Meeresspiegelhochstand, bzw. Retrograde und im oberen Teil leicht progradierende Muster zu erwarten. Die Fazies bildet dieses Muster aufgrund der schon relativ großen Tiefe wenig ab.

Top der Zyklen

Der Top der Zyklen besteht aus 1 bis 3 m mächtigen, dünnbankigen, meist gut sortierten Pack- und Wackestones, die mitunter mergelig und leicht knollig ausgebildet sind. Die MF-Typen entsprechen der Basis der Zyklen und häufig treten leicht bioturbate Kleinforaminiferen- und spiculareiche MF-Typen 13, 14, seltener 15 auf. Die Foraminiferenassoziation ändert sich nicht. Die Sedimente sind häufiger leicht ausgewaschen und geringfügige Zunahme von Schill, Algenfragmenten gegenüber der Basis ist zu beobachten. Gegenüber dem mittleren Abschnitt zeigen sie eine deutliche Zunahme an Pseudopeloiden, Intraklasten, Detritus, Bioklasten und der Gesamtkomponentenmenge, die bis 50 % erreichen kann. Feinkörnige ($< 30 \mu\text{m}$) Extraklasten liegen oft in Form von detritischem Quarz vor. Die Korngröße liegt im Bereich zwischen 0,02 bis 0,5 mm. Lokale Anreicherungen des Glaukonit stehen in der Regel mit leicht ausgewaschenen Sedimenten in Verbindung. Partiiell sind in die Kalkmergel dünnbankige (bis 5 cm mächtige) Mergelbänke eingeschaltet, wodurch die Abgrenzung gegenüber der Basis des folgenden Zyklus häufig schwierig ist. Insgesamt ist eine Zunahme des Mergelanteils zum Hangenden zu beobachten, wobei in den obersten Zyklen nur noch Kalkmergel auftreten.

M12c	- 146,00 bis 147,00 m
M13c	- 150,40 bis 151,70 m
M14c	- 156,00 bis 158,30 m
M15c	- 161,80 bis 163,40 m
M16c	- 169,80 bis 171,80 m
M17c	- 178,00 bis 180,60 m
M18c	- 186,10 bis 187,70 m
M19c	- 191,70 bis 197,70 m
M20c	- 204,70 bis 208,20 m
Aufschlußlücke 20 m	
M21c	- 226,60 bis 230,05 m
M22c	- 233,60 bis 237,00 m
M23c	- 244,20 bis 247,15 m
M24c	- 251,20 bis 252,90 m
M25c	- 255,10 bis 256,20 m
M26c	- 261,10 bis 276,00 m

Environment: Die Zunahme der Bioklasten aus flacherem Wasser zeigt ein etwas flacheres Milieu an. Die Sedimentationsraum lag aber weiterhin im Bereich der Outer Ramp. Proximale Position wird angenommen. Gegenüber dem mittleren Abschnitt der Zyklen ist ein eindeutiges Absinken des Meeresspiegels zu beobachten, das progradierende Sedimentationsmuster erzeugt.

Übergang in die Lluçà Formation

Auf die oben beschriebenen Zyklen folgen noch ca. 10 m Kalkbank-reiche Mergel und Kalkmergel, die undeutlich die zuvor beschriebenen Zyklizitäten zeigen. Die Fazies entspricht der Basis und dem mittleren Abschnitt der Zyklen, die karbonatdominierten Tops fehlen, bzw. werden durch Kalk-Mergel-Wechselagerungen ersetzt. Gleichzeitig werden die Mergel tonreicher, feinschichtiger und dunkler.

Im Hangenden folgen die dunkelgrauen Mergel der Lluçà Formation. Ein Hartgrund als Grenze, wie er im N der Sierra Santa Fe ausgebildet ist, fehlt im Bereich Montanisell. Der Übergang ist vielmehr

fließend und die Grenze zur Lluçà Formation wird an den Bereich in dem die dunkelgrauen Mergel dominieren gelegt.

Die obere Kalk-Mergel-Einheit im Profil Montanisell

Insgesamt zeigen die Sedimente der oberen Kalk-Mergel-Einheit eine deutliche Zunahme des Mergelanteils zum Hangenden hin. Im unteren Teil der Einheit sind die kalkreichen Teile der Zyklen häufig schwach ausgewaschen.

Glaukonitreichere Lagen finden sich bei 147,30 m (M13a), bei 150 bis 152 m (M13c bis M14a), bei 159 bis 160 m (M15a) bei 162,80 m (M15c), bei 181 m (M18a) und bei 205,7 m (M20c).

Environment: Die charakteristische Zyklizität wird in Kap. 13.15. diskutiert. Insgesamt ist die gesamte obere Kalk-Mergel-Einheit im Profil Cabó in den Bereich der Outer Ramp einzuordnen. Eine langsame Vertiefung des Faziesraums innerhalb der oberen Kalk-Mergel-Einheit führte zur Zunahme des Mergelanteils im oberen Bereich. Während im unteren Teil der Kalk-Mergel-Einheit noch geringe Bodenströmung auftrat, fehlte sie im oberen Teil. Das Auftreten der Rotalgen in relativ größer Tiefe wird auf die relative Nähe des Riffes an den Set Comelles zurückgeführt.

Einige der Zyklen können nicht eindeutig in drei Teile gegliedert werden, dann können maximal zwei Abschnitte unterschieden werden, die aus einem mergeligen unterem Teil und einem kalkigeren Top bestehen (Vergleiche mittlerer Abschnitt der Zyklen und Top der Zyklen).

II.IV. Profil Abella de la Conca (Abb. 27)

Das Profil Abella liegt ca. 2 km NE von Abella de la Conca (Abb. 25). Es beginnt im unteren Teil der Kalk-Mergel-Wechselfolge (L2/2, Abb. 26). Die Basis liegt am ersten gut aufgeschlossenen Zyklus am Punkt R 3 43 000, H 46 70 600 (Topographische Karte: Cartografía Militar de España, Serie L., E. 1:50 000, Blattnr. 33-11 (253), 1989). Bei 85 m Profil wurde das Profil um ungefähr 1 km nach NE verlegt (Punkt R 3 43 850, H 42 71 400).

A1 - 0 bis 3,10 m

Hellgraue, dünnbankige (5 bis 10 cm) knollige Kalkmergel sind mit knolligen nur schwach mergeligen, bioturbaten Pack- und seltener Wackestones wechselgelagert, wobei die Kalkmergel im unteren und oberen Meter dominieren. Eingeschaltet sind dünne Mergellagen (2 bis 5 cm). Intrapelmikrite mit Spicula und Rotalgen (MF-Typ 19) bilden die Packstones. Auffällig ist das häufige Auftreten von gerundeten Fragmenten von *Agardhiellopsis* sp.. Typisch ist eine größere Zahl von limonitisierten Komponenten auf.

Environment: Fazieszone ist die proximale bis distale Mid Ramp. Der hohe Rotalgengehalt spricht für flacher-marine Sedimentation, der hohe Mergelanteil zeigt Sedimentation unterhalb der FWB an.

A2 - 3,10 bis 8,30 m

Knollige, dünnbankige Packstones sind in Form von 2 Thickening-Upward Serien angeordnet, wobei die Bankmächtigkeit von 20 bis 54 cm zunimmt. Außerdem ist innerhalb jeder Serie ein nach oben abnehmender Mergelgehalt zu beobachten. Die feinkörnigen Packstones zeigen nahezu die gleiche Fazies wie A1 (MF-Typ 19) mit hohen Rotalgen- und Spicula-Gehalten, schwacher Auswaschung und einem gering erhöhten Eintrag aus flacherem Wasser (*Simplorbitolina* sp., GGF und Schalenfragmente).

Environment: A2 ist ebenfalls im Bereich der proximalen Mid Ramp entstanden. Gegenüber A1 ist eine leichte Progradation der Fazies zu beobachten (Mergelabnahme und auftretende flachmarine Komponenten), die sich vermutlich innerhalb der beiden Thickening-Upward-Serien wiederholt.

A3 - 8,30 bis 10,45 m

Dünnbankige, knollige Packstones (MF-Typ 19) führen vereinzelt irreguläre Seeigel und kaum flacher marine Komponenten.

Environment: MF-Typ 19 deutet eine Sedimentation im Bereich der Mid Ramp an.

A4 - 10,45 bis 18, 15 m

Bis 13,65 m dominiert eine Wechsellagerung von dünn- bis dickbankigen (20 bis 30 cm), bioturbaten, mittelkörnigen (0,5 bis 1,5 mm) Packstones und dünnbankigen feinkörnigen (< 0,5 mm) Wackestones mit wenigen cm-mächtigen mergeligen Einschaltungen. Die Packstones enthalten Detritus, Intraklasten, Echinodermenfragmente und Foraminiferen, sowie wenige Rotalgenfragmente. Ab 13,65

m gehen die Mergel einschaltungen zurück und die dickbankigen Packstones dominieren.

Environment: Der Sedimentationsraum wird etwas tiefer, aber hoher Komponentengehalt und der nur geringe Mergelanteil lassen auf Sedimentation im Bereich der Mid Ramp schließen. Insgesamt ist das Sedimentationsmuster gegenüber A3 retrograd, was sich vor allem im zunehmenden Mergelgehalt niederschlägt. Innerhalb der Abfolge setzt ein leicht progradierender Trend ein.

A5 - 18,15 bis 26,00 m

In feinschichtige, bioturbate, Foraminiferen führenden Mergel sind im Abstand von 2 m mergelige, knollige, dünnbankige Wackestones eingeschaltet.

Environment: Die Sedimente sind vermutlich im Bereich der Outer Ramp entstanden. Retrograde Faziesmuster zeigen einen relativen Meeresspiegelanstieg an.

A6 - 26, 00 bis 32,00 m

Mergelige Pack- und Wackestones sind stark bioturbat, gering knollig und führen Detritus, Intraklasten, Foraminiferen und Echinodermenfragmente. Im m-Abstand sind dünne Mergel eingeschaltet.

Environment: Distale Mid Ramp bis proximale Outer Ramp: Vermutlich bildet sich hier ein relatives Absinken des Meeresspiegels ab, infolge dessen retrograde Sedimentationsmuster entstehen.

A7 - 32,00 bis 34,00 m

Dunkelgraue, knollige, dünnbankige (10 bis 25 cm) Packstones sind mittelkörnig und führen relativ viele verkieselte Fossilien (Serpeln, Schill, Schwammfragmente, Milioliden, MF-Typ 20 (Rotalgen-Spicula-Biointramikrit mit Korallen) charakterisiert das Sediment. Außerdem treten GGF auf. Den Abschluß der Abfolge bildet ein ebenschichtiger Packstone der gleichen Fazies.

Environment: Die Fazies ist durch eine deutliche Zunahme flachmariner Organismen gekennzeichnet. Als Sedimentationsraum wird die proximale Mid Ramp angenommen. Der hohe Anteil an Rotalgenfragmenten deuten ein höherenergetischer Environment im flachmarine Bereich an (Inner Ramp). Dieses korrespondiert mit der erhöhten Häufigkeit von Korallenfragmenten. Fehlen von höherenergetischer Strömungsstrukturen, weist jedoch auf eine Lage unterhalb der FWB hin, so daß insgesamt von einer Sedimentation im Übergangsbereich Inner Ramp / Mid Ramp ausgegangen wird. Das Sedimentationsmuster ist gegenüber A6 prograd.

A8 - 34,00 bis 37,20 m

In dünnbankige (10 bis 30 cm) knollige Packstones sind dünne 1 bis 10 cm mächtige Mergellagen eingeschaltet. Die Packstones sind feingeschichtet und gut sortiert. MF-Typ 19, der hier durch häufige Aggregatkörner und lokales Auftreten von GGF gekennzeichnet ist, repräsentiert die Fazies. Wie in A7 sind verkieselte Fossilien charakteristisch.

Environment: Fehlen der Korallen und der flachmariner Komponenten, sowie eine Mergelzunahme wird als leichte Retrogradation der Fazies

interpretiert. Sedimentationsraum bleibt jedoch weiterhin die Mid Ramp.

A9 - 37,20 bis 43,20 m

Dickbankige, grobkörnige, fossilreiche Packstones kennzeichnen diesen Profilabschnitt. Während die unteren Meter aus Spicula-Biointrapelmikriten (MF-Typ 19) bestehen, ist in den oberen Teilen MF-Typ 20 mit größeren Intra- und Bioklasten charakteristisch. Im unteren Teil führen die leicht ausgewaschenen Sedimente GGF und sehr häufig Aggregatkörner. Die Sedimente sind schlecht sortiert und die häufigsten Korngrößen liegen zwischen 0,05 und 0,8 mm. Die Fazies ist im oberen Teil spicula-reich und oft sind Spicula-Aggregate zu beobachten, die auf Einbettung der Schwämme *in situ* schließen lassen. Im Bereich von 40 bis 40,90 m ist ein dickbankiger Packstone mit sehr vielen Spicula und zahlreichen vollständigen Schwämmen eingeschaltet. Verkieselte Schalenfragmente u.a. von Ostreen, Bryozoen, Serpuliden und reichlich kleine Intraklasten sind im gesamten Bereich zu beobachten.

Environment: Gegenüber A8 zeigt sich eine deutliche Progradation der Fazieszonen in Richtung Becken. Die erhöhte Auswaschung läßt auf eine Lage in der Nähe der FWB schließen. Fehlen von höherenergetischen Sedimentstrukturen weist jedoch auf eine Lage unterhalb der FWB hin. Zunahme der Auswaschung und an flachmarinen Bereich gebundene Fossilien deuten auf eine flachere Positionierung als A8 hin. Die distale Inner Ramp wird als Ablagerungsraum angenommen.

A10 - 43,20 bis 46,90 m

In bioturbate, leicht mergelige, dickbankige Packstones sind im oberen Meter wenige cm mächtige Mergel eingeschaltet. Die Packstones führen viele Echinodermen und sind mäßig ausgewaschen (MF-Typ 16 / Echinodermen-Spicula-Rotalgen-Biointraparität). Das Sediment erscheint im Schliffbild trotz Mikritanteil (bis 40 %) schrägschichtet, ist relativ gut sortiert und die Korngröße ist sehr klein (meist < 200 µm).

Environment: Die Auswaschung und die Schrägschichtung deuten auf eine Sedimentation oberhalb der FWB an. Es wird angenommen, daß sich Sand Shoals ausbildeten. Der hohe Mikritanteil weist aber auf eine Sedimentation im distalen Bereich der Inner Ramp hin.

A11 - 46,90 bis 57,00 m

In dünnbankige (10 bis 30 cm), bioturbate, knollige Packstones sind feine (2 bis 10 cm) Mergellagen eingeschaltet. Die Packstones (MF-Typ 19) erscheinen nach oben zunehmend ausgewaschen, gut ausgewaschene Sedimente (MF-Typ 16) bilden den Top der Abfolge.

Environment: Eine zuerst leichte Retrogradation der Fazies gegenüber A10 wird durch Progradation innerhalb der Abfolge ausgeglichen.

A12 - 57,00 bis 77,00 m

Dünnbankige, gut sortierte, leicht flaserige Pack- bis Grainstones sind durch den MF-Typ 16 charakterisiert. Interne Schrägschichtung deutet auf einen

Ursprung der Flaserschichtung aus Strömungsrippelein hin. Die Biopackstones sind durch Echinodermen, Intraklasten, Foraminiferen (zahlreiche Lituoliden), Rotalgenfragmente (*Agardhiellopsis* sp., *Kymalithon* sp., *Paraphyllum* und *Pseudolithothamnium* sp.) sowie häufigen Aggregatkörnern gekennzeichnet.

Environment: Die Sedimentation erfolgte im Bereich höherenergetischer Sand Shoals in der Inner Ramp. Die Progradation der Fazies wird auf einen relativen Meeresspiegelabfall zurückgeführt.

A13 - 77,00 bis 85,00 m

Dickbankige, hellgraue Packstones sind relativ gut sortiert und weisen einen thickening-upward Trend auf. Die einzelnen Sedimente sind intern feingeschichtet. Einzelne Bänke sind gut ausgewaschen. Diese meist gut sortierten Bänke führen reichlich Echinodermen, Rotalgen, Intraklasten und Bioklasten sowie einige Aggregatkörner (MF-Typ 17). Ein hoher Anteil von Lituoliden zeichnet die mäßig häufige Foraminiferenassoziation aus. Mit abnehmender Auswaschung geht ein Rückgang der Lituoliden und der Aggregatkörner einher. Ein hoher Anteil an Rotalgenfragmenten und Intraklasten ist hier charakteristisch (MF-Typ 19). Auffällig ist der starke Abnahme an Spicula am Komponentenenspektrum.

Environment: Der Sedimentationsraum gelangt in den Übergangsbereich Mid Ramp / Inner Ramp. Ein Wechsel zwischen höherenergetischem Milieu (Sand Shoals / MF-Typ 17) und niederenergetischen Bereichen (MF-Typ 19) charakterisiert diesen Profilabschnitt.

A14 - 85,00 bis 88,00

Die leicht knolligen, dünnbankigen Packstones (MF-Typ 20) sind gering mergelig und führen Pectiniden und irreguläre Seeigel. In die schlecht sortierten Spicula- Detritus-Pelmikrite mit Rotalgen sind im oberen Teil sind wenige cm mächtige Mergellagen eingeschaltet.

Environment: Fazieszone ist die proximale Mid Ramp. Gegenüber A13 ist Retrogradation ausgebildet. Die Sand Shoal Entwicklung endet hier.

A15 - 88 bis 102,50 m

Auf eine 2 m mächtige, mergelige Basis folgen dünn- bis dickbankige Packstones (10 bis 40 cm), die im oberen Teil planare Schrägschichtung aufweisen. In die Packstones sind zum Hangenden zunehmend geringmächtige, auskeilende Mergellagen eingeschaltet. Die feinkörnigen, kaum ausgewaschenen Packstones (MF-Typ 20) mit pelmiktischer Matrix führen reichlich Spicula und Rotalgenfragmente sowie im unteren Teil verkieselte gröbere Komponenten: Serpeln, Brachiopoden, irreguläre Seeigel und Korallenbruchstücke. Der obere Teil ist besser sortiert und gröbere Komponenten fehlen.

Environment: Die Sedimentation beginnt im Bereich der distalen Mid Ramp bis proximalen Outer Ramp. Danach setzt eine kontinuierliche Verflachung ein und die Sedimentation findet im Bereich der proximalen Mid Ramp statt. Nach deutlicher Retrogradation der Fazies gegenüber A14 ist sie von progradierenden Sedimentationsmustern gekennzeichnet.

A16 - 102,50 bis 120 m

In der dünnbankigen, bioturbaten Kalk-Kalkmergel-Mergel-Wechselagerung nimmt der Anteil der Mergel zum Hangenden ab. Die leicht knolligen Kalke werden im unteren Teil aus feinkörnigen, lokal schräggeschichteten Packstones (MF-Typ 19) und im oberen Teil aus grobkörnigeren Packstones mit bis zu 5 cm großen Komponenten (MF-Typ 20) gebildet. Spicula-Rotalgen-Biopelmikrite mit Foraminiferen, Lithoklasten und Korallenfragmenten, inkrustierender *Pseudolithothamnium* sp. und Lituoliden sind typisch. Im obersten Teil treten kleine reguläre Seeigel und Konkretionen auf.

Environment: Der Sedimentationsraum liegt im Übergangsbereich Mid Ramp / Inner Ramp. Die Strömungsstrukturen und größeren Klasten deuten auf höherenergetische Zonen oberhalb der FWB hin, die Faziestypen und der Mergelanteil auf Ablagerung in größeren Wassertiefen als A16. Gegenüber A15 wird eine leichte Retrogradation angenommen.

A17 - 120 bis 125,40 m

Dickbankige Packstones (bis 1 m) werden nach oben durch eine 20 cm mächtige Bank begrenzt. Die Packstones des MF-Typs 17 zeigen coarsening-upward. Die Rotalgenfragment-reiche Fazies zeigt einen hohen Lituolidenanteil, einige gröbere Biogene (Bryozoen und Schill) und häufig syntaxiale Rindenzemente. Auffällig ist das Fehlen von Spicula.

Environment: Die Sedimentation erfolgte knapp oberhalb der FWB, woraus sich eine Progradation der Fazies gegenüber A16 und ein relativer Meeresspiegelanstieg ergibt.

A18 - 125,40 bis 129,50 m

Feinschichtige, dunkle, bioturbate Mergel deuten auf eine erneute Vertiefung des Ablagerungsraumes hin.

A19 - 129,50 bis 142

Dünn- bis dickbankige (10 bis 50 cm), bioturbate Packstones zeigen einen thickening-upward Trend. In die leicht knolligen Mergel sind im oberen Teil wenige, bis 5 cm mächtige Mergellagen einschaltet. Die sehr schwach ausgewaschenen rotalgen- und spicularen Biopelmikrite (MF-Typ 19) führen einige irreguläre Seeigel.

Environment: Sedimentationsraum ist die proximale Mid Ramp. Gegenüber A19 ist eine Progradation ausgebildet. Der relative Meeresspiegelanstieg erreicht jedoch nicht das Niveau von A17.

A20 - 142 bis 147 m

Bis 147m tritt eine dünnbankige (5 bis 10 cm) Packstone-Mergel-Wechselagerung auf, wobei die Packstones etwa doppelt so mächtig wie die Mergel sind. Die Rotalgen und Spicula führenden Biopelmikrite (MF-Typ 19) bilden die Fazies.

Environment: Der Sedimentationsraum entspricht A19, wobei der größere Mergelanteil einen Trend zu etwas tieferer Sedimentation anzeigt.

147 bis 160 m Aufschlußblöcke**A21 - 160 bis 167 m**

Dünnbankige, bioturbate, leicht knollige Packstones des MF-Typs 19 zeichnen sich durch besonders viele Pellettoide und das Auftreten von Aggregatkörnern und inkrustierenden Rotalgen aus. Sie führen außerdem punktate Brachiopoden und Seeigel.

Environment: Ebenso wie A20 ist die Sedimentation in den Bereich der Mid Ramp einzuordnen. Zunahme der Aggregatkörner und Abnahme der Mergel deutet Progradation der Fazies an.

A22 - 167 bis 189 m

Bis 179 m wird dieser Abschnitt aus verwitterten Mergeln mit einzelnen eingeschalteten Biopackstones und Wackestones gebildet. Ab 179 m dominieren dünnbankige, knollige, bioturbate Kalkmergel (Bankmächtigkeit: max. 20 cm mächtig), die mit bis 10 cm mächtigen, feinschichtigen Mergeln wechselgelagert sind.

Environment: Die Fazies gelangt wiederum in tiefere Bereiche. Zum Hangenden ist jedoch ein regressiver Trend zu beobachten.

A23 - 189 bis 193 m

Feinschichtige, dunkelgraue Mergel gehen zum Hangenden in eine dünnbankige (10 cm) Kalkmergel-Mergel-Wechselagerung über. Die Mergel führen eine Tritaxia-Lenticulina-Dorothien-Assoziation (Bestimmung GRÄFE, 1994).

Environment: Dunkle Mergel werden in der Regel in der distalen Outer Ramp beobachtet. Die auftretende Foraminifereassoziation ist nach MOULLADE (1966) charakteristisch für offenmarine Außenschelf Bereiche, was mit der Einstufung der Mergel in die distale Outer Ramp übereinstimmt. Das Sedimentationsmuster ist gegenüber A22 retrograd.

A24 - 193 bis 207 m

Die Kalkmergel-Kalk-Abfolge geht fließend aus den liegenden Sedimenten hervor. Ab 200 m dominieren dünnbankige, flaserige Packstones. Die Kalkmergel im unteren Teil werden aus Floatstones gebildet und führen eine reichhaltige verkieselte Fossilassoziation: Fragmente solitärer und kolonialer Korallen, Bryozoen, Bivalven (u.a. Ostreen und Pectiniden), Kieselschwämme, Seeigel. Die Bänke sind bioturbat und die Fossilien gering zerbrochen. Die Packstones im oberen Teil bestehen aus den MF-Typen 19 und 20 und führen Schill und Bryozoen.

Environment: Die fossilreiche Basis der Abfolge ist in den Bereich knapp unterhalb der FWB oder in geschütztere Zonen oberhalb der FWB einzuordnen. Die darüber folgenden MF-Typen 19 und 20 gehören der proximalen Mid Ramp an. Gegenüber A23 ist ein relativer Fall des Meeresspiegels zu beobachten. Aus der distalen Outer Ramp gelangt die Fazies in den Bereich der proximalen Mid Ramp.

A25 - 207 bis 280 m

Mehrere ca. 10 m mächtige Zyklen (entsprechend Abschnitt A24) bilden diesen Teil der Abfolge. Die unteren Abschnitte sind jeweils mergelig und führen einige Makrofossilien, die oberen kalkigeren Teile bestehen aus den MF-Typen 19 und 20. Zwischen

die Packstones sind bis 40 cm mächtige Mergelbänke eingeschaltet. Zum Hangenden nimmt der Anteil an größeren Fossilien im unteren Teil der Zyklen insgesamt ab. Bei 277 bis 280 m sind erneut biogenreiche, gut ausgewaschene, bioturbate, dickbankige (30 bis 50 cm) Packstones (10 bis 20 % Mikrit in der Grundmasse, MF-Typ 18) eingeschaltet, die sich durch ihre bräunlich rote Farbe von den anderen Sedimenten abheben. Die rotalgenreichen Intrasparite führen reichlich Lithoklasten, Lituoliden und Milioliden sowie Schill, Bryozoen und Serpeln. Auffällig ist das häufige Auftreten von *Simplorbitolina* sp. (u.a. *Simplorbitolina manasi*).

Environment: Die Zyklen entstehen alle im Grenzbereich Inner Ramp / Mid Ramp, wie die hohen Fossilgehalte belegen. Der oberste Abschnitt (> 277m) ist oberhalb der FWB sedimentiert. Die Fossilassoziaton sowie die ausgewaschene Matrix lassen auf Bildung in Bereich von Sand Shoals schließen.

A26 >280 m

Auf die ausgewaschenen Packstones folgen schlecht aufgeschlossene, stark verwiterte Kalkmergel-Mergel-Wechselagerungen, die Zyklen mit einem Mergel dominierten, unteren Teil und einem kalkreicherem oberen Teil bilden. Nach ca. 80 m erfolgt der Übergang in die Lluçà Mergel.

III. Probenpunkte und Häufigkeitswerte

III.1. Profil Pobil Fazies: Dunham Klassifikation, Schätzwerte für Komponenten, Grundmasse und Zemente

Profil Pobil		Fazies: Dunham Klassifikation, Schätzwerte für Komponenten, Grundmasse und Zemente																				Gefüge																									
Profilmeter	Dunham Klassifikation	Biogene Komponenten															Abiogene Komp.				authigene Minerale	Korngröße	Matrix %	Mikritisierung	Zemente																						
		Foraminiferen					Invertebraten					Algen					Lithoklasten																														
	MF-Typ	Kleinforaminiferen	Cuneolinen	GGF *	Orbitolinen	Miliolinen	Hyalinschaliger Benthos	Plancton	Echinodermen	Brachiopoden	Mollusken	Schill	Spizula	Bryozoen	Serpeln	Korallen	Kalkschwämme	Ostrakoden	Rotalgen	Dasyatiaceen	Bioklasten	Peloids **	Pellets	Detritus	Intraklasten	Mikritklasten	Extraklasten	Rindenkörner	Pyrit / Hamatit / Limonit	Quarz	Glaukonit	90 % der Komponenten (mm)	100 % der Komponenten (mm)	Menge der Komponenten (%)	Mikrit	Mikrosparit	Sparit	Anbohrungen	Micrite Envelopes	Mikritisierte Komp.	Syntaktialer Rindenzerment	prim. Mg-calc. und arag. Rinde	Granularer Sparit	Dolomit	Boturbation	Synclithen	
1,40	5 3	4	3	0	0	1	0	0	5	0	3	2	0	0	1	0	0	0	2	1	2	4	0	3	3	2	0	0	2	2	2	2	1,0	3	50	10	50	40	3	2	2	3	0	4	0	1	1
4,90	2 5	4	2	0	1	2	1	0	6	1	3	1	2	2	1	1	0	0	1	1	2	4	0	4	4	3	0	0	2	2	4	3	1,0	10	50	100	0	0	3	0	3	3	1	3	0	0	4
6,00	3 5	5	3	1	1	2	2	0	3	2	1	2	3	2	1	0	0	0	2	2	3	5	0	3	4	1	0	0	2	2	3	1	0,3	2	50	10	70	20	2	2	3	2	2	3	0	0	3
7,10	3 12	5	2	0	0	1	1	0	3	2	2	2	4	2	1	1	0	0	2	2	1	5	0	3	4	1	0	1	2	3	3	2	0,5	1,5	80	10	50	40	2	2	4	3	1	4	0	3	3
9,90	5 7	4	3	2	0	2	1	0	4	2	2	2	3	2	0	1	1	0	1	1	3	4	2	5	5	2	0	1	1	3	2	0,5	4	80	10	40	50	4	2	4	3	1	4	0	2	1	
15,00	5 12	5	2	1	1	2	1	0	4	2	2	1	4	2	0	0	0	0	1	1	2	5	0	4	4	1	0	1	2	3	2	0,8	4	50	20	80	20	3	2	4	3	1	4	0	3	3	
19,70	2 13	4	1	0	0	2	1	0	4	2	1	2	5	1	0	0	0	2	1	0	0	5	0	3	3	0	0	1	2	3	2	0,4	1	50	70	20	10	3	2	3	0	0	5	0	5	4	
21,90	3 13	4	2	0	0	1	1	1	2	0	2	2	5	2	1	0	0	1	1	0	1	5	0	4	3	1	0	0	3	2	0	0,3	2	50	70	10	20	1	0	4	1	0	4	0	3	4	
23,70	5 13	4	2	0	0	2	0	2	2	0	1	2	1	0	1	0	0	0	0	0	2	5	2	2	2	1	1	1	2	2	2	0,3	1	40	20	40	40	3	2	4	3	0	3	0	3	0	
25,10	3 12	5	3	1	0	2	2	2	5	0	1	2	4	0	0	0	0	0	1	0	1	5	0	3	3	1	1	1	3	4	1	0,4	1	50	50	30	20	1	1	4	2	2	3	0	2	3	
29,70	3 12	4	2	1	0	1	1	0	3	1	2	2	4	1	1	0	0	0	0	1	4	5	0	4	5	1	1	1	3	3	2	0,3	1	40	10	80	10	3	2	4	0	1	5	0	3	2	
29,90	2 11	3	1	1	2	1	1	0	3	2	3	4	2	3	1	0	0	0	1	1	3	5	1	5	4	3	1	1	3	2	2	0,5	10	80	80	20	0	2	2	3	2	1	5	0	4	0	
30,10	2 12	3	1	2	1	1	0	0	3	2	3	3	2	2	1	1	0	0	1	1	4	5	1	5	4	3	1	1	2	3	2	0,6	10	70	70	20	10	3	2	3	4	1	5	0	4	1	
30,90	1 5	3	2	2	0	1	1	0	6	2	3	2	2	2	1	0	0	0	0	1	4	4	0	4	3	2	0	0	2	4	3	0,7	3	40	80	20	0	2	0	4	1	0	3	0	0	2	
31,90	3 6	3	2	0	0	2	1	1	4	1	2	2	4	1	1	0	0	0	1	1	1	5	0	4	3	2	0	0	2	2	0	0,8	1,4	50	90	0	10	2	0	3	0	0	4	2	3	3	
31,95	4 8	4	2	0	0	2	0	1	3	1	2	2	5	1	1	0	0	2	1	0	2	5	2	4	3	1	0	1	2	3	0	0,5	4	50	70	0	30	0	2	3	2	1	4	0	4	2	
33,70	4 13	5	1	1	0	2	0	1	4	1	2	2	4	1	0	1	0	0	0	1	2	5	1	3	2	0	0	0	3	3	0	0,3	1	50	60	30	10	2	0	4	0	0	3	0	4	0	
35,50	1 10	3	1	0	0	1	1	0	5	1	1	1	0	1	0	0	0	0	0	2	4	1	3	1	0	0	0	0	4	3	0	0,8	3	50	90	10	0	1	0	4	0	0	3	0	1	0	
36,25	2 13	4	2	0	0	2	2	1	3	0	1	2	4	0	1	0	0	2	0	0	0	5	0	5	2	1	0	0	2	2	2	0,5	4	45	80	20	0	0	0	3	0	0	4	0	3	1	
39,55	3 8	4	3	3	1	2	1	0	3	2	3	3	2	3	1	1	0	1	1	3	1	4	0	4	3	3	0	3	3	2	2	0,4	5	60	20	80	20	4	3	4	3	0	5	2	3	0	
39,70	2 8	4	2	2	0	2	1	0	5	1	2	3	2	1	0	0	0	0	0	1	3	5	0	4	3	2	2	4	3	2	8	0,3	3	50	80	10	10	3	2	4	1	0	4	2	0	3	
41,80	2 7	4	3	3	1	2	0	1	3	2	3	2	1	2	2	2	0	0	1	0	3	3	2	4	4	3	0	0	3	4	1	2,0	10	80	90	5	5	3	1	3	0	1	4	0	2	2	
42,85	3 11	4	2	0	0	3	0	0	3	1	2	3	2	2	0	0	0	0	1	1	3	3	2	5	2	1	1	0	3	4	1	0,5	5	80	90	10	0	2	0	2	0	1	4	0	3	2	
42,80	4 5	4	2	1	0	2	0	0	5	1	1	3	3	1	2	0	0	0	1	2	2	3	0	5	4	1	0	2	3	3	2	0,6	2	80	10	70	20	2	3	3	0	2	5	0	3	4	
43,90	3 5	4	3	0	1	3	1	0	4	1	2	3	2	1	1	1	1	0	1	2	3	5	0	4	4	3	0	2	3	2	1	0,7	1,5	80	80	0	20	4	3	4	2	1	4	2	2	2	
44,30	5 2b	4	3	1	1	2	0	0	3	4	3	4	2	3	1	0	0	1	1	4	3	5	2	4	4	1	0	3	4	3	1	1,0	10	60	30	40	30	3	4	4	3	2	5	2	2	3	
45,50	3 5	4	3	1	0	3	1	1	4	1	2	4	1	1	1	0	0	1	1	2	3	5	0	5	3	1	0	2	3	2	1	0,8	1	60	70	10	20	3	2	4	2	0	5	1	2	3	
46,30	4 4	5	3	2	0	2	0	0	4	2	2	2	0	2	0	0	1	1	1	2	4	5	0	5	4	2	0	3	2	2	3	0,5	2	50	20	20	80	4	3	4	4	2	5	0	3	2	
46,80	4 9	4	3	2	0	2	1	0	4	2	1	1	4	1	0	1	0	2	2	1	2	5	0	4	3	0	0	3	4	4	0	0,3	1,5	50	20	40	40	2	3	5	2	3	4	0	3	0	
47,50	2 10	3	2	1	0	1	0	0	6	0	2	3	3	3	1	0	0	0	0	0	3	5	0	5	3	1	0	0	2	3	2	0,9	3	50	90	10	0	1	0	4	1	0	4	1	0	5	
47,70	4 7	4	2	2	0	2	0	0	4	2	2	2	2	3	1	1	0	0	0	1	4	4	0	4	5	2	0	3	3	3	0	0,8	3	80	30	30	40	4	3	4	0	2	5	0	1	3	
48,40	3 4	5	2	2	1	3	2	0	3	0	3	4	1	2	0	1	0	0	1	1	3	4	0	5	4	3	0	3	1	2	0	2,0	10	80	60	20	20	4	3	4	0	2	5	2	0	2	
49,30	5 4	4	2	3	1	1	1	0	3	2	3	4	2	2	1	2	1	0	2	1	3	4	0	4	5	2	0	3	2	2	0	0,8	2	80	20	20	80	3	3	4	3	2	4	0	3	3	
51,00	2 5	3	2	0	0	1	1	0	6	2	2	0	0	2	1	1	0	0	0	3	5	0	4	5	1	2	2	4	4	0	0,5	4															

Profil		Pobil		Fazies: Dunham Klassifikation, Schätzwerte für Komponenten, Grundmasse und Zemente																											
Profilmeter	Dunham Klassifikation	MF-Typ	Biogene Komponenten										Abiogene Komp.				authigene Minerale	Korngröße	Matrix %	Mikritisierung	Zemente	Gefüge									
			Foraminiferen					Invertebraten					Algen		Lithoklasten								Pyrit / Hamatit / Limonit								
			Kleinforaminiferen	Cuneolinen	GGF *	Orbitolinen	Benthos	Echinodermen	Brachiopoden	Mollusken	Schill	Spicula	Bryozoen	Serpeln	Korallen	Kalkschwämme								Ostrakoden	Rotalgen	Dasycladaceen	Bioaklasten	Pelbide **	Pellets	Detritus	Intraklasten
90 % der Komponenten (mm)	100 % der Komponenten (mm)	Menge der Komponenten (%)	Mikrit	Mikrosparr	Anbohrungen	Micrite Envelopes	Mikritiserte Komp.	Syntaxialer Rindenzement prim. Mg-calc. und arag. Rinde	Granularer Sparr	Dolomit	Stylolithen																				
102,75	3 8	2 2	1 0	1 1	1 1	3 0	1 4	2 1	2 0	0 0	2 2	3 0	5 2	4 4	1 0	2 2	2 1	0 0	0 8	1 5	30	70	20	10	1 0	3 0	0 0	5 0	0 4		
106,00	2 8	4 1	0 1	1 1	1 1	4 0	1 3	5 1	2 0	0 0	2 0	0 1	5 0	5 2	1 0	0 0	3 2	1 0	0 7	4 30	90	0	10	1 0	2 2	0 0	5 0	0 2	3		
106,50	1 1	3 2	0 0	1 0	1 0	3 1	0 1	5 0	0 0	0 0	2 0	0 0	5 0	5 0	0 0	0 0	2 3	0 0	0 2	0 8	30	100	0	0	0 0	2 0	0 0	4 0	3 1		
109,30	1 1	4 2	0 0	1 1	1 0	3 0	0 2	5 0	0 0	0 0	2 0	0 0	5 0	5 1	0 1	0 0	3 2	1 0	0 2	1 5	30	100	0	0	1 0	3 1	0 0	4 0	3 4		
110,50	1 1	2 1	0 0	1 0	1 0	2 0	1 1	5 0	0 0	0 0	1 0	0 0	5 0	4 1	0 1	0 1	3 2	1 0	0 2	1 20	90	10	0	1 0	3 0	0 0	4 0	3 4			
112,00	1 2	3 1	0 0	1 1	1 1	3 0	0 2	5 0	0 0	0 0	2 0	0 3	5 0	4 1	0 0	0 0	2 1	1 0	0 3	1 35	95	5	0	1 0	3 0	0 0	4 0	2 2	2		
112,70	4 2	4 2	0 0	2 0	0 0	4 1	2 3	3 1	0 0	0 0	2 1	2 2	5 0	5 4	1 0	2 2	2 2	0 0	0 4	0 8	80	80	20	20	3 2	4 0	1 4	2 2	2		
115,90	2 8	4 3	1 0	2 1	0 0	4 1	2 2	4 2	2 1	0 0	0 2	2 2	5 0	5 4	2 0	1 4	4 3	0 0	0 4	1 5	50	100	0	0	2 1	4 0	1 4	0 0	3 2		
116,70	4 8	5 3	3 0	3 1	0 0	5 2	1 2	2 2	0 0	1 1	2 1	5 5	5 0	4 5	2 0	1 2	2 4	0 0	0 5	1 5	80	30	30	40	3 3	5 3	2 4	2 0	3		
116,00	2 7	5 2	4 2	3 1	0 0	3 1	3 4	3 4	2 2	3 0	1 1	3 3	3 1	4 4	3 0	2 3	3 4	0 0	2 0	10	80	90	10	0	3 4	2 0	4 5	0 0	2		
116,70	1 8	2 2	1 0	1 1	0 0	4 0	2 2	3 1	1 1	0 0	1 0	0 0	5 0	4 2	0 1	0 0	2 1	0 0	0 4	2 40	90	0	10	2 0	2 0	0 0	4 0	0 0	3 3		
124,50	1 2	3 1	0 0	3 0	1 0	4 1	2 3	3 1	0 0	0 0	0 3	4 4	5 0	4 3	1 0	0 0	3 2	0 0	1 2	1 5	30	90	5	0	5 2	0 1	2 0	4 0	1 0		
130,50	2 12	4 2	1 0	1 1	0 0	4 1	2 2	3 1	1 0	0 0	2 0	3 3	5 2	4 4	2 0	0 0	4 3	0 0	0 4	2 80	70	10	20	2 1	2 0	0 1	3 0	0 0	3		
131,80	1 2	5 2	0 0	2 1	1 0	4 0	2 2	4 1	1 0	0 0	1 2	3 3	4 1	3 3	0 0	1 1	2 1	1 0	0 5	2 50	80	20	20	3 1	2 1	0 0	5 0	3 1			
135,90	1 2	4 2	1 0	1 0	0 0	2 0	2 2	4 1	0 0	0 0	0 0	0 1	3 0	3 3	0 0	0 0	3 4	0 0	0 5	10	40	70	20	10	0 0	3 0	0 0	3 0	4 0		
137,50	1 7	5 1	0 0	1 1	0 0	4 0	0 2	5 0	0 0	0 0	2 1	0 2	8 0	3 0	0 0	0 0	4 3	1 0	0 2	1 40	100	0	0	1 0	5 0	0 0	4 0	0 3	4		
142,00	4 9	4 0	2 1	1 1	0 0	4 0	2 4	4 0	3 0	0 0	1 1	1 4	5 0	5 4	0 0	0 0	2 3	3 0	0 5	10	50	80	30	10	3 1	5 2	0 4	0 0	2 2		
143,20	4 7	4 3	3 2	1 1	0 0	3 1	3 4	1 1	1 0	0 0	2 2	3 3	4 0	4 3	1 1	1 1	2 3	2 0	0 8	10	50	40	20	40	4 2	2 3	1 4	0 0	3 0		
143,70	4 3	4 2	3 1	3 1	0 0	3 1	2 3	1 3	3 0	0 0	1 1	1 4	4 0	5 5	3 0	3 3	4 3	0 0	1 0	2 55	15	50	35	4 3	5 4	0 4	0 0	0 3	2		
144,50	2 9	5 2	0 0	2 0	0 0	2 0	2 3	2 0	4 0	0 0	0 1	1 0	4 2	5 2	1 0	0 0	2 3	0 0	10	10	40	50	20	30	2 1	3 0	0 0	5 0	2 0		
149,80	4 7	4 2	2 1	0 1	0 0	2 2	2 4	4 2	2 1	0 0	1 1	1 4	5 2	8 5	2 0	0 0	4 2	0 0	0 5	1 5	55	30	30	30	3 0	5 3	1 5	1 3	3		
150,50	4 2	5 2	0 0	1 0	0 0	2 0	2 4	4 0	2 0	0 0	1 1	3 3	5 2	8 3	2 1	2 2	2 3	0 0	0 3	10	50	40	50	10	2 2	8 2	2 0	5 0	4 0		
153,00	5 5	5 3	0 1	3 0	0 0	4 0	3 3	3 0	2 0	0 0	0 0	0 1	3 0	5 5	3 2	0 1	2 1	0 0	0 7	2 70	10	0	90	3 1	4 2	0 0	5 0	0 2	1		
154,20	4 8	4 2	1 0	1 0	0 0	4 1	2 4	3 0	0 0	0 0	0 1	3 3	5 1	4 5	2 0	3 3	2 3	0 0	0 5	1 80	20	20	80	4 3	4	4	0 5	0 2	0		
154,55	4 8	4 2	2 1	2 1	0 0	5 2	3 4	2 2	2 0	0 0	1 1	1 3	5 0	4 5	0 0	0 1	2 3	0 0	1 0	10	50	30	10	80	2 2	4	2	5 0	3 0		
156,50	3 1	4 2	0 0	2 1	1 0	2 0	2 1	3 0	0 0	0 0	2 2	2 0	0 4	4 3	0 0	0 0	2 2	1 0	0 3	1 4	40	70	10	20	2 0	2 0	0 0	5 0	0 2		
160,80	1 1	5 2	0 0	1 1	0 0	3 0	0 2	5 0	0 0	0 0	2 1	1 1	5 0	3 0	0 0	0 0	2 3	0 0	0 3	2 50	50	40	10	1 0	5 0	0 0	2 0	3 2	0		
163,50	5 8	5 2	0 0	1 1	1 1	4 0	1 1	1 1	0 0	0 0	0 0	0 3	4 0	3 2	0 0	0 0	2 3	0 0	0 5	10	40	10	5 85	2 1	4 0	0 0	4 0	0 0	0		
166,35	4 10	5 3	0 1	2 0	2 0	4 0	1 2	3 1	0 0	0 0	2 0	1 3	5 1	5 4	0 2	1 1	2 2	1 0	0 5	5 50	20	30	50	3 1	4	2	0 5	0 3	2		
168,00	5 14	5 3	0 0	2 1	0 0	3 1	0 1	5 0	1 0	0 1	2 1	1 1	5 0	4 2	0 0	0 1	3 3	2 0	0 3	0 8	40	20	10	70	1 1	5 3	0 0	5 0	0 2		
172,00	4 12	5 3	0 0	2 2	1 0	3 1	1 4	3 0	1 0	0 0	1 1	1 3	5 1	5 4	0 1	0 0	2 2	1 0	0 5	3 50	30	20	50	2 0	3 2	1 5	0 0	2 0	0		
178,00	3 14	4 2	0 0	2 1	1 0	2 0	1 2	5 0	0 0	0 0	2 2	2 0	5 0	4 4	0 1	1 1	3 3	2 0	0 4	1 45	40	30	30	1 1	4 2	0 0	5 2	2 2	2		
178,50	4 13	5 3	0 0	2 1	2 0	3 0	2 2	4 0	0 0	0 0	2 1	3 3	4 0	5 4	0 1	1 2	2 3	3 0	0 5	2 80	30	20	50	2 2	3 1	1 5	0 0	1 0	0		
180,30	3 14	5 2	0 0	2 2	1 0	2 0	1 1	5 0	0 0	0 0	2 2	1 2	4 0	3 3	0 1	0 0	4 2	3 0	0 2	2 40	50	30	20	2 0	3 1	0 0	3 0	3 4	0		
182,90	4 13	5 1	0 0	2 1	1 0	2 0	1 2	4 0	0 0	0 0	1 1	1 1	5 0	3 2	0 0	0 0	4 2	3 0	0 2	1 35	40	20	40	2 0	3 1	0 4	0 0	3 3	0		
185,80	4 13	4 3	0 0	1 1	0 0	4 0	2 1	4 1	1 0	0 0	1 3	3 0	4 0	4 3	0 0	0 1	2 3	2 0	0 4	4 50	10	45	45	2 0	3 3	0 0	5 0	3 1	1		
187,20	3 13	4 2	0 0	2 1	0 0	4 0	2 1	4 1	0 0	0 0	0 3	1 4	4 2	5 2	0 0	0 0	3 2	3 0	0 5	1 40	40	30	30	3 0	3 3	0 0	4 0	3 3	0		
190,80	3 14	5 2	0 0	2 1	1 0	3 0	1 2	3 1	0 0	0 0	1 1	1 2	4 0	4 2	0 0	0 1	2 3	2 0	0 3	1 45	40	20	40	2 0	3 0	0 0	5 0	3 2	0		
191,10	3 13	4 2	0 0	2 1	1 0	3 0	0 2	3 1	0 0	0 0	2 0	3 3	3 1	4 1	2 2	0 0	3 3	1 0	0 4	0 6	50	10	40	50	1 0	0 0	0 0	4 0	3 2	0	
192,00	4 10	4 2	1 0	2 1	0 0	5 1	3 1	2 2	0 0	0 0	1 2	1 4	4 0	4 3	2 0	2 1	2 1	1 0	0 5	4 80	20	20	80	3 2	4 0	0 0	0 0	1 0	0		
193,00	3 9	3 2	2 0	0 0	0 0	3 0	0 2	4 2	1 2	1 1	0 2	2 5	5 0	5 4	2 0	1 1	3 2	0 0	0 8	10	50	80	10	2 1	4 1	2 4	0 0	3 3	0		
196,50	4 13	4 2	1 0	3 1	2 0	4 0	1 3	3 1	0 0	0 0	1 2	2 2	5 0	5 4	1 0	2 2	2 2	1 0	0 3	5 50	40	20	40	1 2	3 1	0 0	5 0	3 2	0		
196,50	4 13	5 3	0 0	2 1	2 0	3 0	1 3	2 1	0 0	0 0	2 1	2 2	5 1	5 4	0 0	2 3	3 1	1 0	0 3	1 80	50	0	50	2 2	4 2	1 0	0 0	3 0	0		
200,20	3 13	4 2	0 0	2 1	2 0	3 0	0 1	3 0	0 0	0 0	2 0	1 1	5 2	5 5	1 1	0 0	3 2	1 0	0 3	1 50	80	20	20	1 0	3 0	0 0	5 0	3 2	0		
201,50	4 13	4 2	1 0	3 1	2 0	2 0	2 3	2 0	0 0	0 0	1 1	1 2	5 0	5 4	2 0	2 3	3 1	1 0	0 5	1 50	50	20	30	2 3	4 0	1 5	1 5	2 1	0		
201,70	4 12	5 3	1 1	3 1	2 0	3 1	1 3	1 1	0 0	1 0	1 2	2 4	4 0	5 5	3 0	2 2	2 1	1 0	0 4	1 50	30	20	50	2 3	4 1	0 5	1 1	1 1	0		
202,30	4 7	4 2	2 0	2 1	0 0	3 0	2 2	3 1	0 2	1 0	2 3	4 4	3 0	4 3	1 0	0 0	3 3	0 0	0 8	5 50	20	40	40	3 2	3 0	1 4	0 0	2 0	0		
203,65	3 11	3 2	2 1	1 0	1 0	2 0	5 3	1 2	1 1	0 0	2 1	4 4	8 0	4 8	4 0	3 3	3 3	3 0	10	50	80	0	40	5 3	5 0	2 4	0 3	2 1	0		
203,75	4 8	4 2	1 2	2 0	0 0	4 0	2 2	3 1	0 0	2 1	0 0	2 5	5 0	3 5																	

Profil Cabo		Fazies: Dunham Klassifikation, Schätzwerte für Komponenten, Grundmasse und Zemente																																												
Profilmeter	Dunham Klassifikation	Biogene Komponenten													Abiogene Komponente				authigene Minerale	Korngröße	Matrix %	Mikritisierung	Zemente	Gefüge																						
		Foraminiferen					Invertebraten				Algen				Peloide		Lithoklasten																													
		Kleinforaminiferen	Cuneolinen	GGF *	Orbitolinen	Milioliden	Hyalinschaliger Benthos	Echinodermen	Brachiopoden	Mollusken	Schill	Spicula	Bryozoen	Serpeln	Korallen	Kalkschwämme	Ostracoden	Rotalgen	Dasycladaceen	Bioklasten	Peloide **	Pellets	Detritus	Intraklasten	Mikritklasten	Intraklasten	Sparitklasten	Extraklasten	Rindenkörner	Pyrit / Hämatit / Limonit	Quarz	Glaukonit	90 % der Komponenten (mm)	100 % der Komponenten (mm)	Menge der Komponenten (%)	Mikrit	Mikrosparit	Sparit	Anbohrungen	Micrite Envelopes	Mikritiserte Komp.	Syntaxialer Rindenzement	prim. Mg-calc. u. a. arg. Rindenz	Granularer Sparit	Dolomit	Blutubation
50,05	3 13	3	2	0	0	2	0	1	3	1	2	4	3	2	1	0	0	1	1	2	2	8	2	5	2	0	2	0	3	2	1	0,5	1,4	30	90	10	0	3	0	3	0	0	5	0	3	3
50,70	3 13	4	2	1	0	2	1	1	3	0	1	1	3	1	1	0	0	2	2	0	3	5	1	4	2	2	1	1	3	2	0	0,3	0,9	80	70	15	15	1	2	3	2	1	5	1	4	2
51,00	2 14	4	3	1	0	2	0	1	3	0	1	1	3	1	0	0	0	2	2	1	2	5	0	4	2	0	4	4	3	2	1	0,5	8,0	40	75	20	5	1	1	3	1	0	5	0	3	1
51,50	2 11	3	2	0	0	2	0	1	3	1	1	4	2	1	1	0	0	2	1	2	2	5	0	5	2	0	0	2	2	1	0	0,4	5,0	55	90	10	0	3	2	2	0	0	5	0	3	1
52,95	2 14	5	2	1	0	3	1	1	3	1	1	2	3	1	1	0	0	1	1	0	1	5	0	5	2	0	1	1	3	2	0	0,7	1,5	50	80	20	0	3	1	4	0	0	5	0	2	2
53,70	2 8	4	2	1	0	3	0	0	4	2	2	2	4	1	1	0	0	1	2	2	2	5	0	5	3	3	0	1	2	3	2	0,6	1,5	50	90	10	0	4	0	3	0	0	5	0	4	3
54,25	1 13	5	2	0	0	3	0	0	4	1	1	1	1	0	0	0	0	1	1	0	3	5	0	5	2	0	0	1	2	2	0	0,4	1,0	40	60	5	35	1	1	3	0	0	5	0	3	4
55,25	2 2a	4	2	1	0	3	2	0	3	1	1	3	3	0	0	0	0	3	1	4	2	4	0	6	3	1	2	1	3	2	0	0,4	1,5	55	90	10	0	1	1	2	1	0	5	0	2	2
56,90	3 11	3	1	0	0	1	1	1	4	1	2	4	4	1	1	0	0	1	1	2	2	6	0	6	3	2	1	1	2	3	0	1,0	1,5	50	90	5	5	3	2	2	0	0	5	0	3	2
58,00	2 2b	3	1	0	0	2	2	0	4	2	1	4	4	1	2	0	0	2	2	4	3	3	0	5	3	2	0	1	2	3	0	1,5	3,0	50	100	0	0	3	1	2	0	2	4	0	2	0
60,05	7 3	4	2	1	1	2	2	0	3	1	1	4	1	1	1	0	0	0	2	1	4	3	0	6	6	2	1	4	1	3	1	0,4	0,6	85	10	20	70	3	4	3	3	0	5	1	1	1
61,05	7 3	3	1	2	0	2	1	0	4	0	1	3	0	0	1	0	0	0	0	2	3	0	5	6	2	0	4	2	2	0	0,4	0,6	65	10	5	85	3	4	3	4	0	5	0	0	1	
62,25	7 3	3	2	2	1	1	0	0	4	1	2	3	0	2	1	0	0	0	2	1	3	3	0	5	6	2	1	3	1	3	0	0,6	4,0	60	15	5	80	4	4	3	4	1	6	0	2	0
62,85	4 4	4	3	1	3	2	2	0	3	2	3	4	2	2	0	1	0	1	0	1	3	4	2	4	5	2	1	3	2	2	0	0,8	3,0	60	30	30	40	4	3	3	4	0	6	0	2	1
64,10	3 8	4	3	1	1	2	1	0	4	1	2	2	3	1	1	0	0	1	2	1	3	5	0	4	5	1	1	0	3	3	2	0,8	1,0	55	40	40	20	2	1	3	2	1	5	0	2	1
64,70	7 3	4	3	3	0	3	1	0	3	2	2	4	0	2	1	1	0	0	2	1	4	3	0	5	6	2	1	3	3	2	0	0,6	1,5	80	20	20	60	3	3	3	4	0	6	0	3	2
65,55	1 1	3	1	0	0	1	2	1	2	1	1	1	4	0	0	0	0	2	0	2	1	5	2	4	1	1	2	1	3	2	2	0,2	2,0	30	95	5	0	1	0	2	0	0	3	0	2	0
66,85	3 8	3	1	2	0	1	1	0	5	2	3	2	3	2	1	0	1	1	0	0	3	5	0	4	2	1	1	3	3	0	2,0	4,0	65	70	10	20	4	1	3	3	1	5	0	1	1	
69,20	2 8	3	2	2	0	1	2	0	4	2	2	3	4	3	0	2	1	1	1	0	3	4	0	5	3	3	0	0	3	3	1	1,2	10,0	60	85	10	5	5	3	0	3	0	5	3	1	
69,80	6 8	3	2	4	2	0	0	0	5	2	4	4	2	3	1	1	2	1	1	0	4	3	1	4	4	2	2	1	3	3	1	2,0	5,0	55	95	5	0	5	1	3	0	2	4	0	1	2
70,40	6 8	3	1	4	3	1	1	0	6	2	3	4	2	4	2	3	1	1	1	0	3	3	0	3	4	2	1	0	3	4	0	2,0	5,0	50	95	5	0	5	1	3	0	3	4	1	0	4
71,60	4 12	5	2	3	0	1	0	0	5	2	3	3	1	2	2	0	0	1	1	0	3	4	0	5	4	1	2	1	2	3	0	0,6	2,0	55	20	25	55	3	1	4	3	1	6	0	1	0
71,70	1 2a	2	1	1	0	0	1	0	3	1	1	2	4	1	1	0	0	2	1	2	2	4	0	4	2	1	2	1	2	3	0	0,5	1,0	40	95	5	0	3	0	2	0	0	4	0	1	2
73,20	1 1	5	1	0	0	1	1	0	3	0	1	1	3	1	1	0	0	1	0	1	3	5	2	4	4	2	1	0	2	1	1	0,2	5,0	45	85	10	5	1	0	3	1	0	4	0	3	2
73,60	2 2a	3	1	0	0	2	1	0	3	2	1	3	5	1	1	0	0	2	0	4	1	3	0	5	0	0	0	0	3	3	0	0,4	1,2	40	90	5	5	2	0	3	0	0	4	2	2	2
74,40	2 1	4	3	1	0	3	2	0	3	1	1	2	5	0	1	0	0	3	1	1	2	5	0	5	1	0	0	0	3	2	2	0,2	1,0	40	50	40	10	2	0	4	0	1	4	0	3	3
74,80	4 1	4	2	0	0	2	1	0	3	1	0	1	5	0	0	0	0	2	0	1	2	3	0	4	2	0	0	0	4	3	0	0,3	1,2	40	80	20	20	1	0	3	0	0	4	0	4	0
76,45	2 7	3	2	0	0	1	2	0	3	3	2	4	5	0	0	0	0	2	0	1	2	4	0	3	2	0	0	0	3	2	0	0,1	0,2	30	60	10	10	1	0	3	0	0	4	0	3	3
77,80	1 15	3	1	0	0	2	2	0	3	0	0	0	3	0	0	0	0	0	0	0	0	3	0	5	0	0	0	0	4	3	0	0,2	1,5	30	90	10	0	1	0	2	0	0	2	0	2	0
77,85	1 14	3	1	0	0	1	1	0	3	2	1	3	5	0	0	0	0	2	0	0	1	4	0	4	0	0	1	0	4	3	0	0,3	1,6	30	90	10	0	2	0	2	0	0	2	0	3	0
78,80	2 14	4	1	0	0	1	1	1	3	2	0	2	5	0	1	0	0	3	1	0	0	5	0	3	1	0	0	0	4	2	0	0,3	1,0	40	90	10	0	1	0	3	0	0	2	0	2	0
79,15	2 14	4	2	0	0	2	2	0	3	3	2	3	5	0	1	0	0	3	0	2	2	5	0	4	0	0	0	0	3	3	0	0,2	1,0	30	90	10	0	2	0	3	0	0	2	0	3	0
79,90	3 11	4	2	0	0	2	2	0	2	3	2	4	4	1	0	0	0	0	0	2	2	5	0	5	2	0	0	0	3	3	0	0,5	1,0													

Profil Cabo				Fazies: Dunham Klassifikation, Schätzwerte für Komponenten, Grundmasse und Zemente																																													
Profilmeter	Dunham Klassifikation	Faziestyp	Biogene Komponenten																		Abiogene Komp.					Korngröße	Matrix %	Mikritisierung	Zemente	Gefüge																			
			Foraminiferen					Invertebraten					Algen			Lithoklasten					authigene Minerale																												
			Kleinforaminiferen	Cuneolinen	GGF *	Orbitolinen	Miloiden	Hyalinschaliger Benthos	Plancton	Echinodermen	Brachiopoden	Mollusken	Schill	Spicula	Bryozoen	Serpeln	Korallen	Kalkschwämme	Ostracoden	Rotalgen		Dasycladaceen	Bioklasten	Peloids **	Pellets	Detritus	Intraklasten	Mikritklasten	Intraklasten	Sparklasten	Extraklasten	Rindenkörner	Pyrit / Hamatit / Limonit	Quarz	Glaukonit	90 % der Komponenten (mm)	100 % der Komponenten (mm)	Menge der Komponenten (%)	Mikrit	Mikrospant	Spant	Anbohrungen	Micrite Envelopes	Mikritisierte Komp.	Syntaxialer Rindenzement	prim. Mg-calc. und arag. Rindenz.	Granularer Spant	Dolomit	Bioturbation
116,30	5	12	4	3	2	0	3	2	1	3	2	2	2	2	1	1	0	0	0	0	2	2	4	0	4	5	1	0	2	2	1	2	0,4	4,0	50	20	40	40	3	2	4	0	0	4	0	2	0		
117,05	5	13	5	2	0	0	2	1	1	4	2	1	1	2	1	0	0	0	1	1	1	2	4	0	4	4	1	1	2	4	3	1	0,3	1,0	50	20	30	50	3	2	4	2	0	5	0	3	3		
117,30	4	13	5	2	0	0	1	2	0	4	2	1	1	3	1	1	0	0	1	0	1	2	5	0	4	3	1	0	1	3	1	0	0,3	0,5	40	20	30	50	2	1	5	2	0	5	0	4	3		
118,10	4	13	5	1	0	0	1	2	0	3	1	1	1	3	0	0	0	0	0	0	0	2	5	0	4	3	0	0	0	4	2	1	0,4	0,8	40	30	40	30	2	0	5	3	0	5	0	4	2		
118,50	4	12	5	3	0	0	2	2	0	3	1	2	3	3	1	0	0	0	3	1	2	3	4	0	5	3	2	1	1	4	2	1	0,3	0,2	50	30	50	20	2	1	4	3	0	5	0	3	2		
119,35	3	12	5	3	0	0	2	2	0	3	1	1	2	4	1	0	0	0	0	1	2	2	4	0	5	5	0	0	0	3	3	2	0,3	1,0	50	20	50	30	2	1	4	0	0	5	0	3	2		
120,00	2	8	4	2	2	0	2	0	1	5	2	3	3	3	3	1	2	2	1	2	3	3	3	0	5	3	2	1	0	3	3	0	1,0	4,0	40	80	0	10	4	1	2	0	1	5	1	2	3		
121,55	1	14	3	1	0	0	2	2	0	3	2	2	2	4	0	0	0	0	0	1	0	2	5	0	3	3	0	2	0	3	3	0	0,3	0,5	35	100	0	0	1	1	5	0	0	3	0	3	1		
122,19	1	14	3	1	0	0	1	0	0	3	0	1	1	4	0	0	0	0	0	0	1	0	3	0	2	2	0	0	0	3	4	0	0,3	0,8	30	80	0	40	1	0	3	0	0	3	0	4	2		
123,30	1	14	3	2	0	0	1	2	0	3	1	1	2	5	1	0	0	0	3	1	0	2	5	1	4	2	1	2	0	3	3	1	0,2	0,6	30	40	20	20	1	0	3	2	1	5	0	3	4		
123,72	3	14	4	1	0	0	2	2	2	3	1	0	2	5	0	1	0	0	1	2	1	2	4	1	4	3	0	1	0	3	3	1	0,3	1,0	40	50	40	10	1	0	2	1	1	4	0	4	2		
124,30	2	14	4	2	0	0	1	2	0	2	1	1	2	5	0	1	0	0	2	1	1	3	5	0	4	3	0	1	0	2	2	1	0,3	0,8	40	80	30	10	1	0	3	3	0	4	0	4			
125,00	3	13	4	2	0	0	1	2	0	2	1	1	3	4	0	2	0	0	2	1	2	3	5	3	3	1	0	0	3	3	0	0,3	1,0	50	70	20	10	1	0	4	2	1	4	0	3	0			
125,45	4	13	5	3	0	0	2	1	1	3	1	1	1	4	0	2	0	0	2	1	1	2	5	2	5	3	0	0	1	4	2	1	0,3	2,0	80	30	50	20	2	1	5	2	1	5	0	4	0		
126,30	4	13	4	3	1	0	2	1	0	3	2	1	1	4	0	2	0	0	2	1	1	2	4	1	3	3	1	4	0	3	3	2	0,5	2,0	50	20	30	50	1	0	4	2	1	5	0	2	0		
127,10	4	13	4	2	0	0	1	2	1	3	1	1	2	4	1	0	0	0	1	1	0	2	5	0	4	3	0	1	0	2	3	1	0,4	1,4	50	20	30	50	1	0	4	1	0	5	0	4	1		
127,77	4	13	4	3	0	0	2	2	2	4	1	2	1	4	0	0	0	0	1	1	0	2	5	0	3	3	0	1	0	2	3	1	0,8	1,8	50	40	20	40	1	0	4	0	0	5	0	3	2		
128,80	5	7	3	3	2	0	1	1	0	4	3	3	3	2	3	1	1	2	1	2	1	4	3	1	5	2	2	0	0	3	3	1	0,8	2,0	80	30	30	40	3	0	4	1	1	5	0	1	2		
129,35	2	7	4	1	1	0	2	2	1	3	1	1	3	4	2	2	0	1	0	1	1	3	4	1	5	2	2	0	1	3	3	2	0,5	6,0	50	90	10	0	3	1	3	0	0	3	0	3	3		
129,90	5	13	5	1	1	0	2	2	1	3	1	1	1	4	0	0	0	0	0	1	1	2	4	0	5	3	0	1	1	2	3	1	0,3	0,5	50	30	20	50	2	1	3	2	0	5	0	3	0		
130,65	5	7	4	3	2	0	1	1	0	4	1	2	1	2	3	1	0	2	0	2	1	3	3	0	3	4	2	1	1	2	3	1	1,0	4,0	50	30	30	40	2	1	3	3	2	3	2	2	1		
131,08	5	12	4	2	1	0	1	0	0	3	1	1	1	5	1	1	0	0	0	0	4	5	1	4	4	2	0	1	3	3	2	0,5	3,0	50	50	20	30	2	1	4	0	0	3	0	4	1			
132,30	4	14	3	1	0	0	1	1	0	3	1	1	1	4	0	0	0	0	1	1	0	2	5	0	4	5	0	1	3	3	1	0,4	1,0	40	50	20	30	1	1	3	0	0	5	0	4	4			
133,80	4	13	4	2	0	0	2	1	1	2	1	1	1	5	0	0	0	0	1	0	2	2	4	0	4	3	0	0	0	3	3	0	0,3	6,0	40	20	20	80	1	0	3	3	0	5	0	2	0		
135,30	5	13	5	2	0	0	2	2	2	4	1	1	1	2	1	1	0	0	1	2	1	3	5	0	5	4	1	0	1	2	2	1	0,5	3,0	50	10	10	80	1	1	4	3	0	5	0	1	0		
136,25	5	8	5	2	0	0	2	2	1	6	2	2	0	2	2	1	1	2	0	2	1	2	4	1	5	5	2	0	3	2	4	2	0,8	5,0	80	10	0	90	2	2	3	5	0	5	0	0	0		
136,50	4	8	5	1	1	0	1	1	1	4	3	2	3	3	1	2	1	0	0	1	1	3	5	0	5	5	2	0	2	4	3	2	0,5	6,0	50	20	20	80	2	2	3	4	0	5	0	2	3		
140,70	4	13	3	1	0	0	1	1	0	2	1	0	2	5	0	0	0	0	2	0	1	1	6	0	5	4	0	1	0	4	2	4	0,2	0,8	40	80	5	15	0	0	4	1	0	4	0	3	0		
147,30	4	13	4	1	0	0	1	1	0	1	1	0	2	4	1	0	0	0	1	1	1	1	6	0	5	5	0	1	0	3	2	4	0,3	0,8	40	75	10	15	0	0	4	1	0	4	0	4	1		
147,70	4	13	5	1	0	0	2	2	0	1	1	1	2	4	0	0	0	0	0	0	1	1	5	1	5	3	1	0	0	2	1	3	0,4	1,8	50	90	5	5	0	0	4	0	0	4	0	3	2		
147,95	4	13	5	1	0	0	2	1	0	3	2	2	2	4	0	1	0	0	2	1	1	2	5	1	4	4	0	1	0	2	2	3	0,5	3,0	50	40	10	50	1	0	4	2	0	5	0	3	3		
152,80	2	14	4	1	0	0	1	1	0	4	1	1	2	4	0	0	0	0	0	0	0	2	6	0	5	2	0	2	0	3	0	1	0,3	0,5	40	80	10	10	0	0	3	1	0	3	0	0	2		
154,40	4	12	4	2	1	1	2	2	0	4	0	2	3	2	2	0	0	0	0	1	2	3	5	0	6	5	2	0	2	3	2	2	0,5	3,0	80	50	20	30	3	3	3	2	0	5	0	3	2		
155,00	4	13	4	1	0	0	1	1	0	2	1	1	1	4	1	0	0	0	1	0	2	2	6	1	5	4	1	0	1	2	2	1	0,4	1,0	50	50	0	50	1	1	4	0	0	5	0	3	3		
156,10	3	13	3	2	0	0	1	1	0	3	1	1	1	4	0	0	0	0	1	0	0	2	6	1	5	4	1	0	1	2	2																		

III.III. Profil Montanisell

Profil Montanisell			Fazies: Dunham Klassifikation, Schätzwerte für Komponenten, Grundmasse und Zemente																																	Gefü-										
Profilmeter	Dunham Klassifikation	Faziestyp	Biogene Komponenten															Abiogene Komp.				authigene Minerale	Korn- größe	Matrix %	Mikritisie- rung	Zemente	Gefü- ge																			
			Foraminiferen					Invertebraten					Algen					Lithoklasten																												
			Kleinforminiferen	Cuneolinen	GGF *	Orbitolinen	Benthos	Echinodermen	Brachiopoden	Molusken	Schill	Spicula	Bryozoen	Serpeln	Korallen	Kalkschwämme	Ostracoden	Rotalgen	Dasycladaceen	Bioklasten	Peloids **							Pellets	Detritus	Intraklasten	Mikritklasten	Intraklasten	Spartklasten	Extraklasten	Rindenkorner	Pyrit / Hamait / Limonit	Quarz	Glaukonit								
90 % der Komponenten (mm)	100 % der Komponenten (mm)	Menge der Komponenten (%)	Mikrit	Mikrosparit	Sparit	Anbohrungen	Micrite Envelopes	Mikritisierte Komp.	Syntaxialer Rindenzerment	prim. Mg-calc. u. arag. Rindenz	Granularer Sparit	Dolomit	Bioturbation	Stylolithen																																
24,10	1 15	4	1	0	0	1	2	1	2	0	0	1	2	0	0	1	1	1	1	5	0	3	3	0	2	0	3	2	2	0,2	0,5	40	80	15	5	0	0	2	1	0	3	0	1	1		
37,80	2 14	4	2	0	0	2	2	1	2	1	2	2	0	2	0	0	1	1	1	2	4	0	3	3	0	1	1	3	2	3	0,3	1,0	40	70	20	10	0	1	3	0	0	4	0	2		
37,80	3 14	3	1	0	0	2	2	1	1	0	0	1	5	0	0	0	0	1	1	2	4	0	4	4	0	0	0	3	2	3	0,3	1	40	80	0	20	0	0	3	0	0	4	0	3	1	
44,50	2 14	4	1	0	0	1	2	1	1	1	1	2	1	0	0	0	0	0	0	2	5	0	3	2	0	1	0	2	3	1	0,2	0,6	40	80	15	5	0	0	3	0	0	3	0	2	3	
57,60	1 13a	4	2	0	0	2	0	0	3	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	1	6	1	3	3	0	0	0	3	1	1	0,3	0,5	40	70	10	20	0	0	1	1	0	4	0	4	3	
61,80	1 15	4	2	0	0	1	0	0	2	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	1	6	0	2	2	0	0	0	3	1	1	0,2	0,5	40	70	10	20	0	0	2	0	0	4	0	4	4	
62,20	2 13	4	2	0	0	1	0	0	4	0	0	2	4	0	0	0	0	0	0	1	3	0	4	3	0	1	0	2	3	3	0,3	0,1	50	80	20	10	0	0	4	2	0	5	0	3		
62,65	3 14b	5	2	0	0	2	2	1	4	1	1	1	4	0	0	0	0	0	1	2	3	0	4	3	0	1	0	3	3	3	0,3	1	40	50	20	30	1	0	3	1	0	4	2	2	1	
63,40	1 14b	4	1	0	0	1	0	0	2	0	0	1	4	0	0	0	0	3	0	2	1	3	1	3	1	0	0	0	3	3	2	0,3	1	25	95	5	0	0	0	2	0	0	3	0	3	1
64,95	2 13	4	2	0	0	0	2	2	4	0	2	1	3	0	0	0	0	1	1	0	2	3	0	4	2	0	2	0	3	2	0,3	1,1	45	90	10	0	1	0	2	1	0	3	0	0	1	
65,75	4 13a	4	2	0	0	1	1	0	2	0	0	0	3	0	0	0	0	1	0	1	5	0	3	4	0	0	0	3	2	4	0,2	1	40	30	10	80	0	0	4	0	0	5	0	1	0	
65,90	4 13a	5	1	0	0	1	1	0	3	0	0	1	5	0	0	0	0	1	1	0	1	3	1	3	4	0	0	0	4	3	2	0,3	1	50	20	10	70	0	0	3	2	0	6	0	3	3
67,20	3 13a	4	1	0	0	1	1	0	3	0	0	1	5	0	0	0	0	1	1	0	1	5	0	4	3	0	0	0	2	3	2	0,5	1	40	60	20	20	0	0	2	0	0	4	0	3	0
68,70	1 14b	3	1	0	0	1	1	0	3	0	1	1	5	0	0	0	0	3	0	1	1	3	0	3	3	0	0	0	2	3	4	0,3	1	30	95	5	0	0	0	3	0	0	2	0	2	1
69,35	2 14	4	2	0	0	2	2	0	3	0	0	1	4	1	0	0	0	1	1	2	4	0	4	1	0	1	0	2	2	4	0,2	1,5	40	70	20	10	1	0	2	2	0	4	0	2	0	
69,80	2 13	4	2	0	0	1	1	0	4	0	0	2	4	0	0	0	0	3	0	0	5	0	4	4	0	0	0	3	1	1	0,5	2	80	50	30	20	0	0	3	0	0	5	0	3	4	
70,80	1 14b	4	2	0	0	1	2	1	4	0	1	2	5	0	0	0	0	2	1	0	1	5	0	4	3	0	0	0	2	3	2	0,3	1	40	50	30	20	0	0	1	1	0	5	0	2	2
83,00	3 14	5	2	0	0	2	1	1	4	0	0	1	3	1	0	0	0	1	1	2	4	0	4	3	0	1	0	3	2	2	0,3	1,5	40	30	40	30	0	0	3	3	0	5	0	3	1	
87,30	1 15	5	2	0	0	2	4	4	2	0	0	1	2	0	0	0	1	1	0	2	6	0	2	2	0	0	0	3	1	1	0,0	1	25	80	10	10	0	0	2	0	0	4	0	4	4	
99,80	3 14	5	2	0	0	2	2	1	4	1	1	1	4	0	0	0	0	1	1	2	3	0	4	3	0	1	0	3	3	3	0,3	1	40	50	20	30	1	0	3	1	0	4	2	2	1	
120,70	2 14b	4	1	0	0	1	2	1	2	0	0	1	4	0	0	0	0	2	1	1	1	3	0	4	2	0	1	0	2	2	1	0,5	1,6	30	90	5	5	0	0	3	0	0	4	0	3	0
125,70	1 14b	3	0	0	0	2	1	2	2	0	0	2	5	0	0	0	0	1	1	2	1	4	0	3	1	0	2	0	2	2	1	0,2	1,8	30	90	0	10	0	0	2	0	0	3	0	4	0
138,00	4 13	5	1	0	0	1	1	0	3	0	0	1	5	0	0	0	0	1	1	0	1	3	1	3	4	0	0	0	4	3	2	0,3	1	50	20	10	70	0	0	3	2	0	6	0	3	3
143,20	3 13	4	1	0	0	1	1	0	3	0	0	1	5	0	0	0	0	1	1	0	1	5	0	4	3	0	0	0	2	3	2	0,5	1	40	60	20	20	0	0	2	0	0	4	0	3	0
151,25	3 14	4	2	0	0	3	2	2	2	1	1	2	2	0	0	0	0	1	1	1	2	4	0	4	2	0	1	1	3	2	3	0,2	0,5	40	20	10	70	1	1	2	0	0	5	0	2	4
151,80	3 15	4	1	0	0	3	1	0	2	0	1	2	3	0	0	0	0	1	0	2	4	0	3	2	0	1	0	3	2	2	0,2	0,5	30	40	10	50	0	0	2	0	0	5	0	3	3	
152,40	3 13a	4	1	0	0	2	1	2	2	0	1	2	2	0	0	0	0	1	0	1	2	4	0	3	3	0	2	1	3	1	1	0,3	0,5	40	20	40	40	0	1	2	0	0	5	0	4	1
154,50	3 13a	4	1	0	0	2	1	1	2	0	1	1	3	0	0	0	0	2	0	0	2	3	0	3	2	0	2	0	1	3	0,2	0,4	40	20	40	40	0	0	2	1	0	5	0	3	1	
155,85	3 13a	4	2	0	0	3	2	1	3	0	1	2	3	0	0	0	0	1	1	1	2	3	0	4	2	0	2	3	2	2	0,2	0,4	40	20	20	80	2	2	2	2	1	5	0	2	1	
156,20	3 13a	4	1	0	0	2	2	1	2	0	1	1	3	0	0	0	0	1	1	2	5	0	4	3	0	1	1	3	2	2	0,2	0,5	40	50	10	40	0	1	3	0	0	5	0	2	1	
157,80	3 15	4	1	0	0	2	1	2	3	1	2	2	2	0	0	0	0	2	0	3	5	0	4	3	0	1	1	2	2	1	0,0	1	40	20	20	80	2	1	2	3	0	5	0	3	1	
161,75	2 13a	4	1	0	0	2	1	2	3	1	2	1	4	0	0	0	0	0	1	0	2	5	0	4	2	0	3	0	2	3	0	0,2	0,5	40	10	10	80	0	0	3	1	0	5	0	3	3
162,25	1 14b	3	1	0	0	2	1	0	2	1	1	0	4	0	0	0	0	1	1	0	1	5	0	3	2	0	2	0	2	1	0,2	1,0	30	80	10	10	0	0	3	0	0	3	0	3	4	
163,25	3 15	5	1	0	0	2	2	1	3	0	0	1	2	0	0	0	0	2	1	0	2	5	0	4	3	0	2	0	3	2	0,2	1	30	20	20	80	1	0	2	1	0	5	0	2	1	
163,80	1 15	2	1	0	0	2	1	1	1	1	0	1	5	0	0	0	0	2	1	0	0	5	0	2	1	0	1	0	1	2	0,2	0	1	15	90	5	0	0	2	1	0	2	0	3	1	
164,00	1 15	3	0	0	0	1	1	1	3	0	0	1	3	0	0	0	0	1	0	1	0	4	0	2	1	0	2	0	2	1	0,1	0,7	25	80	15	5	0	0	1	1	0	3	0	1	1	
166,80	3 13a	4	1	0	0	2	1	2	3	1	2	2	2	0	0	0	0	2	0	0	3	5	0	4	3	0	1	1	2	2	1	0,1	1	40	20	20	80	2	1	2	3	0	5	0	3	1
166,82	1 14	5	1	0	0	2	2	0	3	1	0	2	2	0	0	0	0	1	0	2	4	0	3	2	1	1	0	1	3	2	0,3	1	40	50	20	30	2	0	3	2	0	4	0	3	1	
169,30	1 13a	3	1	0	0	2	2	1	2	2	2	1	2	0	0	0	0	0	0	2	4	0	3	1	0	3	0	2	1	1	0,2	0,4	20	80	15	5	1	0	3	1	0	5	0	2	2	
178,80	3 13a	3	2	0	0	2	2	2	3	0	2	1	3	0	0	0	0	0	0	1	2	4	0	3	3																					

GGF * = grobaggutinierende, großwüchsige Foraminiferen

Peloide * = Pseudopeloide, Bahamit-Peloide
Pelleteide

Häufigkeitswerte:

1 = sehr selten
2 = selten
3 = gemäßig
4 = häufig
5 = sehr häufig
6 = gesteinsbildend

Grundmasse:

Abgeschätzt wurde der Anteil
an der Gesamtgrundmasse

Dunham Klassifikation

- 1 = Wackestone
- 2 = Packstone
- 3 = Packstone, schwach ausgewaschen
- 4 = Packstone, schichtweise ausgewaschen
- 5 = Packstone, ausgewaschen
- 6 = Floatstone
- 7 = Grainstone

Zur Beschreibung der MF-Typen s. Abb. 9 und Kap. 4.6

Die Profilmeterangaben stimmen mit den Probennummern überein (Profilmeter 266,20; Probe 26620)

III.IV. Profil Abella

Fazies: Dunham Klassifikation, Schätzwerte für Komponenten, Grundmasse und Zemente

Profil Abella		Fazies: Dunham Klassifikation, Schätzwerte für Komponenten, Grundmasse und Zemente																																													
Profilmeter	Dunham Klassifikation	Biogene Komponenten																	Abiogene Komp.				Korngröße	Matrix %	Mikritisierung	Zemente	Gefüge																				
		Foraminiferen						Invertebraten						Algen					Lithoklasten			Minerale																									
		Kleinforminiferen	Cuneolinen	GGF *	Orbitolinen	Miloiden	Hyalinschaliger Benthos	Plankton	Echinodermen	Brachiopoden	Molusken	Schill	Spicula	Bryozoen	Serpelin	Korallen	Kalkschwämme	Ostrakoden	Rotalgen	Dasycladaceen	Biofossilien		Peloids **	Pellets	Detritus	Intraklasten	Mikrointra	Extraklasten	Rindenkörner	Pyrit / Hämatit / Limonit	Quarz	Glaukonit	80 % der Komponenten (mm)	100 % der Komponenten (mm)	Menge der Komponenten (%)	Mikrit	Mikrospatrit	Spatrit	Anbohrungen	Micrite Envelopes	Mikritisierte Komp.	Syntaxialer Rindenzement	prim. Mg-calc. u. arag. Rindenz.	Granularer Spatrit	Dolomit	Bioklasten	Styolithen
2,00	3 19	2	0	0	0	1	1	0	3	0	0	2	6	0	0	0	0	1	4	0	2	6	0	3	4	0	0	1	2	2	1	0,5	2	50	60	20	20	0	1	4	3	0	5	0	3	3	
5,80	3 19	3	1	1	1	1	1	0	3	1	1	1	5	0	0	0	0	2	4	0	2	6	0	3	5	1	0	1	3	3	1	0,5	2	50	60	20	20	0	1	5	2	0	5	0	3	3	
9,00	3 19	4	1	2	0	3	0	0	3	0	1	1	6	0	0	0	0	1	3	0	3	6	2	4	5	1	0	2	2	3	0	0,5	2	60	60	10	30	0	2	5	2	0	5	0	3	2	
32,50	3 20	4	1	2	0	1	1	0	3	1	1	1	6	0	1	2	0	1	4	0	3	6	4	3	4	1	0	2	3	4	1	0,7	16	50	70	10	20	1	2	4	1	0	4	0	2	2	
33,50	2 20	3	1	3	0	1	1	0	4	0	0	1	6	0	0	1	0	1	3	0	2	6	1	4	4	0	0	1	2	3	1	0,5	3	50	80	10	10	1	1	4	0	0	5	0	3	2	
34,50	3 19	3	1	1	0	2	1	0	3	0	0	1	6	0	0	0	0	1	3	0	2	6	0	4	4	0	0	1	2	3	1	0,5	3	60	80	0	20	0	1	4	0	0	5	0	2	3	
36,70	4 19	2	1	3	1	2	0	0	4	0	0	2	6	0	0	1	0	0	1	3	1	3	6	0	5	5	0	0	2	2	1	0,5	15	60	50	10	40	0	2	3	3	0	5	0	2	2	
40,40	7 20	2	1	1	0	2	0	0	4	1	0	1	6	0	0	0	0	1	2	0	2	6	3	4	0	0	1	2	3	0	0	0,0	50	70	10	10	5	1	3	4	0	0	4	0	2	2	
40,90	7 20	3	1	0	0	2	0	0	4	0	0	1	6	0	0	0	0	2	0	3	1	2	6	1	3	5	0	0	1	2	3	0	0,8	50	50	70	10	20	2	2	5	3	0	5	0	2	1
43,30	4 18	3	2	0	0	2	0	0	5	1	0	2	5	1	0	0	0	1	4	0	2	6	0	3	5	1	0	3	3	3	0	0,2	1	60	40	20	40	1	3	4	6	2	5	0	1	0	
59,00	5 16	3	2	0	0	2	1	0	3	0	0	1	5	0	0	0	0	1	4	0	2	6	0	3	6	0	0	1	2	2	1	0,0	2	50	50	10	40	1	1	4	3	1	5	0	3	1	
67,00	5 16	4	1	0	0	2	1	0	4	0	0	1	4	0	0	0	0	1	5	0	2	6	0	4	5	0	0	2	2	0	0	0,0	15	50	40	20	40	2	2	4	5	1	5	0	2	2	
84,00	3 19	3	1	0	0	1	0	0	4	0	0	1	4	0	0	0	0	1	3	0	3	6	0	4	5	0	0	1	3	3	0	0,3	1,5	50	70	10	20	0	1	4	2	0	5	0	3	2	
85,00	4 17	3	2	1	0	1	0	0	5	0	1	2	1	1	0	0	0	1	4	0	4	5	0	4	8	1	0	3	2	2	0	0,3	2	60	50	0	50	3	4	5	6	0	5	1	1	3	
86,00	3 19	2	1	1	0	1	0	0	2	0	0	1	5	1	0	0	0	1	3	1	2	5	0	4	4	1	0	2	3	3	2	0,5	0,8	40	70	10	20	2	2	4	3	0	4	0	2	2	
100,00	1 20	4	1	0	0	2	0	0	2	0	0	1	5	0	0	0	0	2	3	0	3	5	0	4	5	1	0	1	3	4	2	0,4	30	50	80	10	10	2	1	5	1	0	5	0	2	3	
116,50	7 20	3	1	1	0	2	1	0	3	1	2	2	5	1	0	2	1	1	5	1	2	5	3	3	4	1	0	1	3	5	0	30	30	50	80	10	10	3	2	4	2	0	5	0	2	2	
126,50	2 17	3	1	0	0	1	0	0	5	1	2	2	2	1	0	0	0	2	3	1	2	6	0	2	6	0	0	1	2	2	0	0,2	2	60	60	10	10	2	1	5	4	0	5	0	1	3	
144,50	2 19	3	1	1	0	2	1	0	2	0	0	1	4	0	0	0	0	1	3	1	2	5	0	3	5	0	0	2	3	3	0	0,3	4	50	70	10	20	1	2	4	2	0	5	0	3	3	
148,50	1 19	3	1	0	0	1	0	0	4	0	0	1	5	0	0	0	0	1	2	0	2	6	0	4	5	0	0	0	3	2	0	0,8	2	40	80	10	10	2	1	4	2	0	4	0	3	4	
169,00	1 19	3	1	0	0	1	1	0	5	1	0	1	5	0	0	0	0	1	3	0	2	6	0	4	5	0	0	0	3	3	0	0,3	2	40	70	10	20	1	0	5	1	0	5	0	3	4	
203,00	1 19	4	1	0	0	2	1	0	3	1	1	1	5	0	1	0	0	1	3	1	2	5	0	3	5	0	0	0	3	3	1	0,2	15	30	80	10	10	1	0	4	2	0	5	0	3	1	
245,00	4 18	5	2	1	2	3	1	0	3	2	2	3	2	1	1	0	0	1	4	1	4	3	0	5	6	2	0	3	3	3	3	0,8	3	40	20	40	40	3	4	2	1	2	5	0	3	1	

GGF * = grobaggutinierende, großwüchsige Foraminiferen

Peloide * = Pseudopeloide, Bahamit-Peloide Pelletide

Häufigkeitswerte:

- 1 = sehr selten
 2 = selten
 3 = gemein
 4 = häufig
 5 = sehr häufig
 6 = gesteinsbildend

Grundmasse:

Abgeschätzt wurde der Anteil an der Gesamtgrundmasse

Dunham Klassifikation

- 1 = Wackestone
 2 = Packstone
 3 = Packstone, schwach ausgewaschen
 4 = Packstone, schichtweise ausgewaschen
 5 = Packstone, ausgewaschen
 6 = Floatstone
 7 = Grainstone

Zur Beschreibung der MF-Typen s. Kap. 4.6 und Abb. 9

IV. Daten aus dem Point Counting

Profil Cabo		Daten aus dem Point Counting																									
	Biogene Komponenten							Abiogene Komponenten							Korn- größe	Matrix %											
Profilmeter	Kleinforminiferen							Echinodermen							Bioklasten							Korn- größe				Mikrit und Mikrosparit	
	Cuneolinen							Spicula							Peloide							100-200 %				Sparit	
	Milioliden							Schill							Detritus							200-500 %					
	Inner Ramp Komponenten							Lithoklasten							Pyrit, Limonit, Glaukonit, Quarz							>500 %					
4,10	17	3	2	15	11	7	3	20	57	40	21	4	52	38	9	1	77	23	23								
5,30	17	5	2	21	4	4	1	1	55	28	20	2	45	38	16	1	117	23	23								
6,00	17	2	5	7	1	13	2	4	43	44	17	5	38	38	16	8	113	20	27								
7,81	21	1	1	9	2	10	2	1	38	70	9	4	42	32	21	5	112	20	27								
8,35	16	0	0	4	15	6	2	13	41	45	22	3	50	35	13	2	124	9	9								
8,61	26	2	1	10	9	7	6	6	78	35	24	1	46	39	14	2	78	17	17								
9,19	20	2	0	11	7	8	2	14	60	40	25	6	60	30	9	1	95	10	10								
9,70	19	4	0	7	3	12	1	14	64	33	22	2	48	35	14	2	89	30	30								
10,05	14	0	0	14	4	5	0	0	75	23	33	5	61	27	10	1	111	16	16								
10,60	19	3	2	8	16	4	1	9	59	30	17	8	48	36	13	2	87	37	37								
11,15	21	3	2	12	11	10	3	4	75	47	18	1	50	29	18	3	82	11	11								
11,60	23	2	3	16	9	7	3	22	49	55	17	6	46	37	16	1	70	18	18								
11,80	24	1	1	24	19	6	0	8	52	40	19	5	48	35	16	2	94	7	7								
14,00	12	4	0	15	10	11	1	4	57	46	18	1	53	30	14	3	115	6	6								
15,80	8	4	0	15	9	16	3	13	36	66	16	3	35	32	24	9	107	4	4								
16,35	11	0	1	21	9	10	4	11	43	43	30	0	34	36	24	6	79	38	38								
16,75	21	4	1	11	6	26	2	23	50	38	25	1	35	36	23	6	75	17	17								
16,90	9	0	0	6	8	1	0	2	76	59	6	10	72	21	6	1	121	2	2								
17,45	35	4	1	16	9	9	1	18	37	30	22	0	53	32	14	1	71	47	47								
17,95	41	0	0	18	12	7	2	6	63	36	9	10	56	35	9	0	88	8	8								
18,10	24	5	1	6	17	10	4	6	54	48	13	1	54	28	17	1	88	23	23								
22,30	11	5	1	8	9	13	1	12	33	54	19	3	43	31	23	3	118	13	13								
23,20	15	4	1	29	4	14	1	8	50	42	31	0	23	41	30	6	35	66	66								
23,40	26	3	4	22	7	14	6	26	42	43	25	3	34	39	21	6	67	12	12								
24,00	10	2	0	8	6	26	8	17	41	62	33	2	32	34	18	16	69	16	16								
24,80	20	2	0	31	5	12	0	10	40	42	22	2	32	24	39	4	111	3	3								
25,50	24	4	1	31	1	14	2	6	55	37	29	3	33	30	30	7	87	6	6								
26,75	18	1	0	16	8	1	2	10	31	46	14	0	29	40	24	8	119	34	34								
27,20	21	4	0	42	4	27	21	25	37	34	15	1	18	33	37	12	60	9	9								
27,40	17	1	0	17	2	13	1	9	27	45	33	1	19	37	35	9	102	32	32								
27,80	16	5	0	14	6	23	6	15	40	38	28	2	34	36	25	6	70	37	37								
27,85	17	5	1	21	2	16	8	11	27	34	26	0	21	39	32	8	76	56	56								
28,25	17	5	0	15	1	6	6	4	56	29	18	1	53	34	11	2	100	42	42								
29,86	21	3	0	36	5	12	9	17	48	42	20	5	32	26	30	12	87	5	5								
30,00	19	1	1	20	1	17	16	21			24	2	22	27	39	12	94	28	28								
30,20	24	6	1	25	4	19	9	15	43		26	4	31	33	25	11	69	23	23								
30,40	17	1	0	19	2	16	25	23	39	27	13	2	24	38	23	15	71	45	45								
30,70	14	5	4	27	2	17	2	15	53	53	26	1	33	29	27	11	68	13	13								
30,80	9	3	0	21	7	12	8	12	34	49	26	2	34	23	32	10	105	12	12								
31,20	14	4	2	21	4	12	6	17	47	34	23	0	31	35	30	4	86	30	30								
31,60	18	3	2	14	5	20	8	13	49	30	24	1	27	39	29	5	91	22	22								
33,00	14	0	2	33	5	11	5	18	48	27	18	3	34	33	23	10	67	49	49								
33,20	8	3	2	32	0	6	9	11	50	41	18	4	32	24	31	13	53	63	63								
33,85	8	0	0	27	4	17	26	12	21	38	23	1	18	28	26	28	109	14	14								

Profil Cabo		Daten aus dem Point Counting																		
		Biogene Komponenten							Abiogene Komponenten							Korn- größe	Matrix %			
Profilmeter	Kleinforminiferen																	Mikrit und Mikrosparit		
	Cuneolinen																			
	Milioliden																			
	Echinodermen																			
	Spicula																			
	Schill																			
	Inner Ramp Komponenten																			
	Bioklasten																	Sparit		
	Peloide																			
	Detritus																			
	Lithoklasten																			
	Pyrit, Limonit, Glaukonit, Quarz																			
	KG < 100 %																			
	100-200 %																			
	200-500 %																			
	>500 %																			
	34,10	7	1	1	1	10	9	20	10	13	43	51	23	2	38	29	19	14	108	2
	37,85	9	0	1	1	8	12	6	3	7	77	49	1	3	76	15	7,4	1,1	124	0
	38,50	7	1	0	0	16	6	12	2	10	63	65	10	2	48	25	18	9	106	0
40,60	21	0	0	0	11	3	14	0	10	42	66	6	2	54	30	13	3	125	0	
41,65	11	0	1	1	15	4	21	3	16	42	68	6	6	49	20	19	12	101	6	
42,95	8	0	0	0	25	5	8	20	17	50	54	10	3	42	24	23	12	96	4	
43,20	10	1	0	0	9	7	14	3	9	41	58	12	2	56	22	13	9	133	1	
43,55	10	0	1	1	10	7	10	1	6	58	51	9	1	66	21	9	4	136	0	
44,05	12	1	0	0	7	19	6	0	6	73	42	7	0	72	21	6	0	127	0	
44,55	13	2	1	1	8	10	4	1	8	49	63	10	2	64	29	5	2	126	3	
45,05	6	1	0	0	13	9	6	0	9	64	30	4	8	77	19	4	1	149	1	
45,55	18	1	4	1	10	11	0	1	9	73	40	7	0	77	18	5	0	113	13	
46,40	13	2	1	1	19	19	9	1	10	40	51	10	2	50	29	17	3	79	44	
47,25	6	0	3	2	2	3	2	0	8	81	48	0	4	85	12	3	0	134	9	
47,50	22	0	4	8	6	9	9	1	5	63	50	4	3	67	18	12	3	113	12	
48,05	10	1	2	12	5	2	2	0	6	68	58	5	3	72	21	7	1	128	0	
49,00	19	5	1	17	3	11	1	1	7	69	71	2	2	64	20	13	4	89	3	
50,05	14	0	2	9	7	7	6	4	10	58	67	5	1	67	18	13	3	115	2	
50,60	17	1	0	4	2	3	3	1	6	50	52	8	5	59	26	14	1	131	20	
50,70	16	3	1	17	7	2	2	4	12	58	38	11	4	61	27	10	2	109	18	
51,00	25	2	2	7	5	2	5	5	13	59	48	8	4	58	28	12	2	112	8	
51,50	14	5	1	11	4	7	3	3	9	73	60	9	2	63	18	14	6	100	2	
52,95	19	3	5	18	1	4	4	0	4	67	56	3	6	63	21	14	2	110	4	
53,20	34	4	0	31	4	6	6	6	9	39	33	9	0	27	43	27	3	51	74	
53,70	11	0	0	18	9	4	2	2	7	62	49	9	2	54	24	17	4	127	0	
54,25	12	1	3	19	1	1	0	0	12	30	34	7	0	49	28	20	3	124	56	
54,70	15	1	1	15	15	5	10	8	10	45	64	8	0	64	25	10	2	105	8	
55,25	13	3	1	8	3	5	3	3	10	40	81	1	1	66	17	15	1	130	1	
56,60	13	0	1	18	23	8	1	1	7	63	49	9	0	56	25	14	5	106	2	
58,00	12	1	0	20	8	16	3	3	11	34	56	12	0	45	28	21	6	127	0	
60,05	8	3	2	14	0	15	19	15	15	10	61	46	1	15	34	43	8	47	59	
61,05	7	0	4	29	0	13	13	9	9	19	50	49	2	19	28	44	9	16	89	
62,25	8	2	1	21	0	9	14	12	12	7	58	43	1	8	24	56	13	22	102	
62,85	6	1	0	16	1	17	12	15	15	35	44	24	0	29	24	33	13	91	38	
64,10	14	5	0	21	4	2	1	13	13	54	40	11	2	51	26	19	4	110	23	
64,70	7	3	0	15	0	17	19	17	17	18	48	37	1	14	34	44	8	62	56	
65,55	12	1	1	8	15	1	5	2	2	68	42	0	1	78	19	2	1	144	0	
68,65	17	1	1	44	1	3	11	8	8	59	30	20	0	35	21	24	20	85	20	
69,70	6	2	0	38	1	13	12	4	4	57	47	17	4	39	18	25	17	99	0	
69,80	13	0	0	43	2	15	19	22	22	26	33	18	1	23	27	28	22	107	1	
70,40	9	0	0	43	3	16	31	9	9	25	23	25	1	19	17	28	35	113	2	
71,60	23	3	1	28	2	12	11	9	9	33	22	24	1	21	34	32	13	56	75	
71,70	8	1	0	21	10	8	3	3	3	53	44	5	0	58	19	17	6	144	0	
73,20	16	2	1	14	10	3	0	5	5	61	39	8	1	64	22	12	3	135	5	

Angaben in Punkten pro 300 ausgezählten Punkten

V. Profil Cabo

Geochemie

Profil Cabo		Geochemische Daten						
Basale Kalk-Einheit (FB5), unterer Teil		Elementgehalte im Karbonat						
Profilmeter	CaCO ₃ (%)	MgCO ₃ (%)	IR (%)	Mg (ppm)	Fe (ppm)	Mn (ppm)	Sr (ppm)	
5,60	88,43	1,01	10,56	3261	538	42	1248	
5,82	78,56	1,02	20,42	3687	719	59	770	
6,10	87,54	0,88	11,58	2860	316	24	712	
7,50	81,29	1,04	17,67	3657	826	48	644	
8,18	81,83	0,99	17,18	3442	671	48	569	
10,05	87,21	0,90	11,89	2938	677	44	1061	
10,65	68,23	0,97	30,79	4059	1122	59	851	
11,15	87,70	1,05	11,25	3416	528	47	1260	
11,65	87,48	0,89	11,64	2892	286	37	965	
13,20	74,73	0,91	24,37	3450	1078	57	893	
13,20	72,78	1,07	26,15	4185	1042	63	976	
14,80	82,18	1,11	16,71	3841	791	56	1065	
15,00	82,10	1,11	16,80	3830	707	51	1231	
15,80	87,13	0,84	12,03	2757	479	52	700	
16,75	82,33	0,91	16,76	3165	569	49	624	
17,45	86,25	1,08	12,67	3561	569	55	1088	
18,10	88,16	0,91	10,93	2933	468	51	1161	
22,30	88,03	0,78	11,19	2520	1255	47	824	
23,20	90,18	0,93	8,90	2933	436	56	988	
23,40	86,86	0,97	12,17	3187	389	48	833	
24,00	92,30	0,88	6,82	2713	412	43	741	
24,00	90,42	1,00	8,57	3162	460	45	774	
24,80	83,93	1,05	15,02	3563	1021	53	540	
26,00	91,87	0,90	7,23	2798	188	36	863	
26,75	90,35	0,88	8,77	2786	344	40	1082	
27,20	81,30	0,97	17,72	3409	1110	71	966	
27,80	90,38	0,91	8,71	2861	441	50	894	
28,25	86,55	0,96	12,48	3176	434	60	821	
28,40	89,96	1,03	9,02	3258	345	41	1159	
30,00	81,46	0,94	17,60	3300	357	38	991	
30,20	91,05	1,00	7,95	3129	444	40	753	
30,70	85,99	0,99	13,01	3290	672	43	749	
30,80	90,07	0,90	9,03	2856	373	37	1123	
31,20	90,92	0,93	8,15	2917	351	39	763	
32,60	89,09	0,96	9,95	3080	302	32	1039	
33,05	88,11	1,15	10,74	3716	723	44	812	
33,20	92,02	0,91	7,07	2810	488	43	818	
33,80	89,33	1,12	9,55	3582	497	84	912	
34,10	91,06	0,90	8,03	2826	477	36	801	
36,61	86,61	1,11	12,27	3652	609	50	603	
37,85	82,64	1,18	16,18	4068	674	48	1235	
38,50	85,48	0,94	13,57	3144	458	41	1050	

Profil Cabo		Geochemische Daten						
Basale Kalk-Einheit (FB5), oberer Teil		Elementgehalte im Karbonat						
Profilmeter	CaCO ₃ (%)	MgCO ₃ (%)	IR (%)	Mg (ppm)	Fe (ppm)	Mn (ppm)	Sr (ppm)	
111,90	81,23	0,95	17,82	3343	522	35	1869	
112,28	72,29	0,83	26,88	3259	571	40	779	
113,15	87,26	0,96	11,78	3126	518	37	798	
113,40	81,83	0,98	17,19	3402	814	43	725	
113,60	78,27	0,90	20,83	3292	787	41	739	
113,75	83,11	1,07	15,82	3658	472	33	709	
114,00	69,04	0,99	29,98	4060	1420	50	736	
114,20	82,59	0,85	16,57	2924	389	42	682	
114,35	85,48	0,85	13,67	2849	376	36	616	
116,00	87,31	0,91	11,78	2978	380	30	552	
116,40	78,88	0,82	20,30	2960	373	28	566	
117,05	87,26	0,95	11,79	3094	603	32	593	
118,10	86,07	0,85	13,07	2834	432	30	637	
118,50	87,21	0,96	11,83	3149	410	24	690	
119,35	81,47	1,03	17,50	3601	832	33	672	
121,66	81,04	0,99	17,97	3489	803	38	804	
123,10	77,78	0,86	21,35	3165	871	42	726	
124,25	84,31	0,85	14,84	2878	502	30	812	
125,45	91,87	1,16	6,97	3595	483	25	621	
127,10	83,78	0,87	15,35	2950	534	34	678	
129,90	82,30	0,90	16,80	3116	422	31	778	

Statistische Basisdaten	CaCO ₃ (%)	MgCO ₃ (%)	IR (%)	Mg (ppm)	Fe (ppm)	Mn (ppm)	Sr (ppm)
Anzahl der Messungen	63	63	63	63	63	63	63
Minimalwert	68,23	0,78	6,82	2520	188	24	540
Maximalwert	92,30	1,18	30,79	4185	1420	84	1869
Reichweite	24,07	0,41	23,97	1664	1232	60	1329
arith. Mittelwert	84,77	0,96	14,27	3244	590	44	853
Median	86,25	0,95	12,67	3165	502	42	801
Varianz	30,39	0,01	30,39	145848	64838	126	53479
Standard Abweichung	5,51	0,09	5,51	382	255	11	231
Standard Fehler	0,70	0,01	0,69	48	32	1	29
Variationskoeffizient	0,07	0,10	0,39	0	0	0	0

VI. Röntgendiffraktometrie, Mengenabschätzung

VII. Profil Cabo			Röntgendiffraktometrie, Mengenabschätzung											
Profilmeter	Pulverprobe	Filterrückstand	Calcit	Dolomit	Quarz	Albit	Mikroclin	Orthoklas	Kaolinit	Chlorit	Illit	Montmorillonit	Pyrit	Glaukonit
5,60 x			6		2									
5,82 x			5		4				3		1		1	1
6,10 x			6		2		1		1				1	1
7,50 x			5		4				2					
7,50		x			5		1		5		2	4		
8,20 x			6		3				2				1	
8,20		x			5				5		2	4		
10,05 x			6		3				1					1
11,15 x			6		2	1		1		1	1		1	
11,60 x			6		2									
13,20 x			5	3	4		1		3	4			1	1
13,20		x			4				5	5	1	6		
14,80 x			5		3				1					
16,75 x			6		3				1		1			
17,45 x			6		4		1		1				1	
18,18 x			6		3									
22,30 x			6		3	1					1			
24,00 x			6		1									
26,75 x			6		2								1	
27,80 x			6		2	1							1	
30,70		x			6				4		1	3		
31,20 x			6		2									
33,20 x			6		2									
37,85 x			6		2				1					
46,40 x			6	1	2	1	1		1					
49,00 x			6	1	2	1			1	1				
64,10 x			6		4	1			1					
64,70 x			6		2	1								1
70,70 x			6		2				1					
79,15 x			6		2				1				1	
80,40 x			6	1	3			1	3					1
83,40 x			6		3	1			1				1	
84,70 x			6	2	4	1	1	1	4				3	
86,10 x			6		3	3			1	1				
86,15 x			6	1	3	1			3			2	2	
86,35 x			6	1	4	1	1		3	2	1	1	2	1
88,80 x			6	1	5	1			1	1	1			1
91,70			6	1	3	1			2				1	
92,20 x			6	1	2	1	1		1		1		2	1
93,95 x			6	1	4	2	2	1	2		1		2	
103,70 x			6		3	3	1		4	1			1	
113,65 x			6		4	1	1		2					2
114,20 x			6		3	1			1					1
116,00 x			6		4				1				1	1
117,05 x			6		4	2	1			1	2	1	1	
119,35 x			6	1	3	2			3				2	
112,60 x			6		3				2				3	
124,25 x			6	1	3	1			2				2	1
125,45 x			6		2	1			1				2	
127,10 x			6	1	4	3			1				2	1
127,70 x			6	1	4				2				2	

VI.II. Profil Montanisell					Röntgendiffraktometrie, Mengenabschätzung									
Profilmeter	Pulverprobe	Filterrückstand	Calcit	Dolomit	Quarz	Albit	Mikroclin	Orthoklas	Kaolinit	Chlorit	Illit	Montmorillonit	Pyrit	Glaukonit
44,50	x		6	2	4	2	1		2			1		
64,95	x		6		5	1	1					3		
151,80	x		6		4				2			3	3	3
193,10	x		6		3	1							2	1

Häufigkeitswerte:

- 1 = sehr selten
- 2 = selten
- 3 = gemein
- 4 = häufig
- 5 = sehr häufig
- 6 = gesteinsbildend